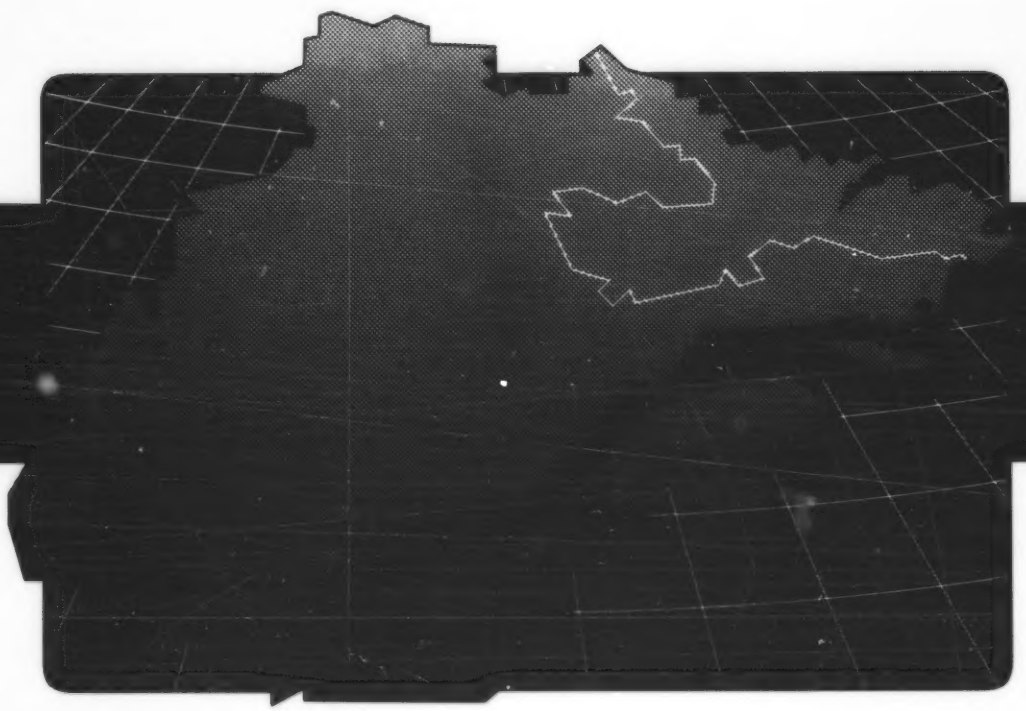
Géologie de la région de Saint – Augustin
(Basse – Côte – Nord)

Guy Lavergne

ET 85 – 10



1986

Québec

88-03616/

Géologie de la région de Saint – Augustin
(Basse – Côte – Nord)

Guy Lavergne

ET 85 – 10

DIRECTION GÉNÉRALE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE ET MINÉRALE
Sous-ministre adjoint: A.F. Laurin

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE
Directeur: J.-L. Caty

SERVICE DE LA GÉOLOGIE
Chef: J. Cimon

Manuscrit soumis le 84-07-27
Accepté pour publication le 85-12-11

Lecteur critique
L. Kish

Éditeur
Géo-textes

Préparé par la Division de l'édition (Service de la géoinformation, DGEGM)

Dépôt légal – 4e trimestre 1986
Bibliothèque nationale du Québec
ISBN 2-550-12768-4
© Gouvernement du Québec, 1986

Table des matières

Page

RÉSUMÉ 1

GÉNÉRALITÉS 3

Accès 3
Géomorphologie et réseau hydrographique 4
Interprétation photogéologique 4
Travaux de terrain 4
Faune et flore 4
Climat 5
Travaux antérieurs 5
Remerciements 5

GÉOLOGIE GÉNÉRALE 7

DESCRIPTION DES ENSEMBLES LITHOLOGIQUES ET STRUCTURAUX 9

Ensemble d'âge I 9
Gneiss pélitiques et semi-pélitiques (unité 3) 9
Pétrographie 10
Faciès non cartographiable de gneiss calco-silicatés (unité 3) 11
Pétrographie 11
Faciès non cartographiable de paragneiss à biotite et à hornblende (unité 3) 12
Pétrographie 12
Quartzites, gneiss quartzeux et gneiss arkosiques (unité 4) 12
Pétrographie des quartzites 12
Pétrographie des gneiss quartzeux et des gneiss arkosiques 12
Gneiss mafiques (unité 5) 12
Pétrographie 13
Gneiss charnockitiques (unité 6) 13
Pétrographie 13
Ensemble d'âge II 14
Gneiss granitiques rubanés (unité 7) 14
Pétrographie 14
Gneiss tonalitiques (unité 8) 15
Pétrographie 15
Ensemble d'âge III 16

Gneiss granitiques faiblement foliés (unité 9) 16
Pétrographie 16
Métagabbro (unité 10) 16
Pétrographie 17
Ensemble d'âge IV 17
Granitoïdes 17
Expression magnétique des granitoïdes 17
Caractéristiques générales 17
Classification 18
Mangérites (unité 12) 18
Granitoïdes à perthites entremêlées (unité 13) 18
Pétrographie 18
Granitoïdes massifs (unité 14) 18
Granitoïdes porphyroïdes (unité 15) 19
Pétrographie 20
Ensemble d'âge V 20
Gabbro et diabase (unité 16) 20
Pétrographie 21

GÉOCHRONOLOGIE RELATIVE 23

Métabasites 23
Dykes I 23
Dykes IIa 23
Pétrographie 24
Dykes IIB 24
Pétrographie 26
Dykes IIIA 26
Pétrographie 27
Dykes IIIB 27
Dykes Va 27
Dykes Vb 27
Migmatites 27
Processus possibles de migmatitisation 27
Anatexie 28
Ségrégation métamorphique 29
Injection ignée 29
Métasomatisme externe 29
Mobilisats I 29
Pétrographie 31
Mobilisats II 32
Pétrographie 32
Mobilisats III 33
Pétrographie 34
Mobilisats IV 34

MÉTAMORPHISME ET CONDITIONS DE MIGMATITISATION 35

Métamorphisme 35
Conditions de migmatitisation 35

TECTONIQUE 37

Plis et structures associées au plissement 37
Failles et linéaments 37

CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET HYPOTHÈSES 39

GÉO-ÉCONOMIE 41

Indices minéralisés 41
Contextes géologiques d'intérêt 43

RÉFÉRENCES 45

CARTE GÉOLOGIQUE

Géologie de la région de Saint-Augustin, carte n° 2027 à l'échelle de 1:250 000e ..... hors texte

RÉSUMÉ

Le substrat rocheux de la région de Saint-Augustin est constitué de roches métamorphiques d'âge précambrien appartenant au segment oriental de la Province géologique de Grenville. Les lithologies les plus communes sont des paragneiss et des orthogneiss fortement déformés et métamorphisés, ainsi que des granitoïdes déformés de façon variable. L'étude des marqueurs utilisés pour la datation relative des roches révèle une évolution tectonique et métamorphique complexe, le métamorphisme atteignant communément le faciès des granulites. La couverture des dépôts quaternaires est de faible importance dans le sud de la région, bien que l'on rencontre, dans certaines vallées, de grandes épaisseurs d'argiles marines et lacustres. Au nord, les nappes de till à blocs atteignent une étendue et une épaisseur considérables.

On trouve, à proximité du littoral, plusieurs indices de minéraux radioactifs (uranium et thorium) ainsi que des sulfures de cuivre et de nickel associés à des roches métabasiques. Les bancs de quartzite les plus purs, ainsi que les dépôts de cordiérite de la baie de Jacques-Cartier, constituent des sources potentielles de minéraux industriels.

Généralités

Le présent rapport fait état des résultats de la cartographie géologique entreprise en 1982 et terminée en 1983 dans la région de Saint-Augustin. La région étudiée est située sur la Basse-Côte-Nord, à environ 550 kilomètres à l'est de la ville de Sept-Îles. Cette cartographie termine la reconnaissance géologique de la Province de Grenville, entreprise en 1965 dans le cadre du projet Grenville du ministère des Richesses naturelles du Québec (Bassaget, 1970a et 1970b; Franconi *et al.*, 1975; Rondot, 1978; Roy, 1984; et Lavergne, 1984) et de la Commission géologique du Canada (Wynne-Edwards *et al.*, 1966; Bourne *et al.*, 1978; et Eade, 1962). La région cartographiée correspond à la moitié est de la carte 12/O, à l'échelle de 1:250 000[e], du système national de référence cartographique. Les territoires situés à l'est et à l'ouest, soit les moitiés ouest des cartes 12/P et 12/O respectivement, ont également été cartographiés en 1982. Ces territoires ont fait l'objet de rapports géologiques préparés par Roy (1982 et 1984). La région de Saint-Augustin proprement dite est comprise entre 51° et 52° de latitude nord et 58° et 59° de longitude ouest (figure 1). La limite nord de la région correspond à la frontière du Labrador (tracé du Conseil privé de 1927). Les terres émergentes sont délimitées au sud par le golfe du Saint-Laurent. Elles représentent une superficie d'environ 8 000 kilomètres carrés.

Accès

Le village de Saint-Augustin (population: 1 000 habitants), situé au sud de la région, sur les rives du

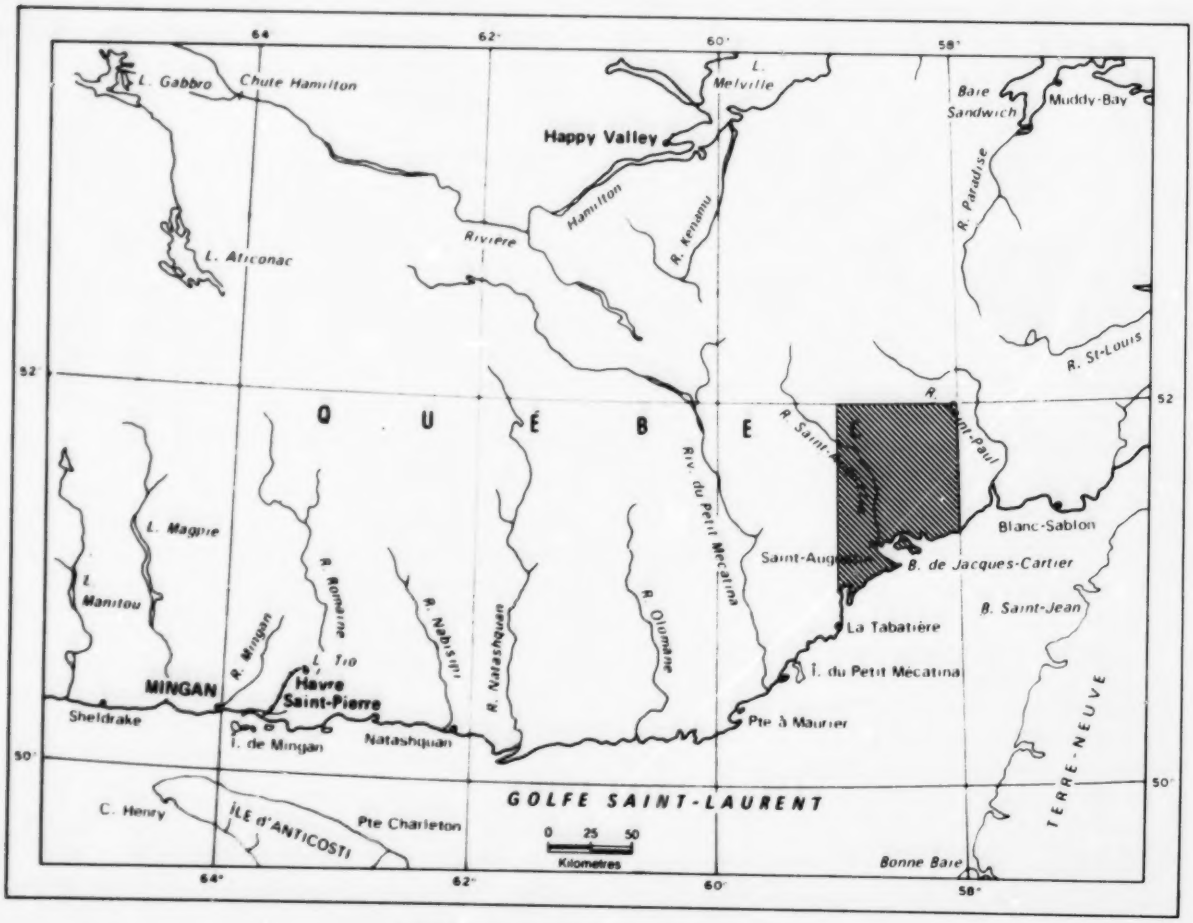


FIGURE 1 — Localisation de la région étudiée.

golfe du Saint-Laurent, est la seule agglomération permanente de la région. Il y a, ailleurs sur la côte, de nombreuses habitations secondaires, surtout utilisées pour la pêche commerciale durant la saison estivale. Le village est accessible à longueur d'année par avion (cinq vols par semaine de Québécair) à partir de Sept-Îles, et par bateau, une fois la semaine pendant la saison de navigation, à partir de Sept-Îles, Havre-Saint-Pierre et Rimouski.

Il n'existe aucune route carrossable dans la région. La route 138, qui dessert la Côte-Nord, s'arrête pour l'instant à Havre-Saint-Pierre, à plus de 300 kilomètres à l'ouest de Saint-Augustin. Un tronçon de cette route, non relié au reste du réseau routier du Québec, s'arrête à Old-Fort-Bay, à quelque 60 kilomètres à l'est de Saint-Augustin. Il est relié au réseau routier de l'île de Terre-Neuve par un traversier, à la hauteur de Blanc-Sablon. Les déplacements à l'intérieur de la région sont donc relativement difficiles à effectuer.

L'embarcation motorisée est utilisée le long de la côte, tandis que l'utilisation de l'hydravion ou de l'hélicoptère est indiquée pour atteindre l'intérieur des terres. Les principales rivières sont canotables, bien qu'elles soient fortement accidentées.

Géomorphologie et réseau hydrographique

Dans l'ensemble, la région présente un relief accidenté et des dénivellations d'amplitude moyenne. Le point dont l'altitude est la plus élevée (500 mètres) se situe à l'est de la rivière Napetipi, à proximité de la frontière du Labrador. Trois domaines physiographiques peuvent être distingués du sud au nord: la zone côtière, la zone médiane et la zone nordique. La zone côtière, d'aspect très dénudé, est une bande de terre d'une vingtaine de kilomètres de largeur montrant un paysage caractéristique de cuesta. La végétation y est clairsemée et se concentre dans les vallées abritées. La zone médiane, située plus au nord, est très boisée et présente une morphologie légèrement atténuée par rapport à celle de la zone côtière. La zone nordique présente un paysage glaciaire dominé par la présence de nombreux eskers et dépôts de till à blocs (unité 17).

Le paysage est découpé par de nombreuses vallées linéaires correspondant aux failles et aux linéaments majeurs du sous-sol. Ces vallées ont subi un surcreusement produit par l'action des glaciers. Ainsi, les vallées parallèles à l'écoulement des glaces montrent une forme en «U» caractéristique, tandis que les vallées transverses sont dominées par des escarpements sur leur flanc nord.

Les principales rivières s'écoulent du nord vers le sud. Elles sont fortement accidentées, obéissant aux caractéristiques géologiques du sous-sol. La région comprend, d'ouest en est, les bassins versants des rivières Saint-Augustin, Coxipi, Shekatika et Napetipi. Certaines de ces rivières prennent leur source au Labrador.

Interprétation photogéologique

L'interprétation photogéologique a constitué un outil de première importance pour la confection de notre carte géologique. Les photographies aériennes utilisées (1:40 000[e]) furent celles du ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Canada.

Une interprétation préliminaire permettait d'orienter les travaux de terrain et servait à identifier certaines régions cibles pour l'étude de phénomènes particuliers.

La plupart des failles et des linéaments ont été tracés à partir de l'interprétation photogéologique. Les rejets apparents de ces failles, tels qu'interprétés sur les photographies, excédaient rarement quelques centaines de mètres. Bien que facilement visibles sur les photographies aériennes, ces faibles rejets apparaissaient parfois négligeables à l'échelle de la carte géologique.

De plus, l'étude attentive des particularités du relief et du style topographique a permis de localiser assez précisément les principaux contacts géologiques.

Travaux de terrain

L'exploration géologique fut limitée aux affleurements d'accès facile, soit ceux situés sur les rives du Golfe et de la plupart des lacs et rivières. Une embarcation gonflable de 5,5 mètres de longueur, mue par deux moteurs hors-bord, a été utilisée pour le travail effectué en bordure du Golfe. Un hélicoptère de type Bell 206-B et un hydravion de type DHC-2 (Beaver) ont permis l'accès à l'intérieur des terres. Des canots à moteur ont été utilisés sur les lacs, tandis que les rivières ont été parcourues à l'aviron dans un canot de 5 mètres. La technique du saute-mouton aéroporté a été utilisée pour permettre l'examen rapide d'affleurements situés sur les rives de petits lacs. Des cheminements systématiques à pied ont été effectués en quelques rares occasions. Les observations ont été recueillies par des équipes de deux personnes constituées d'un géologue et d'un assistant. L'échantillonnage a été effectué de façon systématique, lorsque cela était possible. Les notes de terrain et les échantillons ont fait l'objet d'une vérification au camp de base.

Faune et flore

La végétation est surtout constituée de conifères et de bouleaux. La zone côtière, exposée aux vents

froids, présente une végétation naine par endroits. La faune comprend l'ours noir, l'orignal, le castor et le lièvre. On trouve également des populations de caribous à proximité de la frontière du Labrador. Les lacs et les rivières sont abondamment peuplés de poissons, surtout des salmonidés, dont le saumon de l'Atlantique, la truite mouchetée et la ouananiche.

Climat

La Basse-Côte-Nord est sous l'influence d'un climat maritime froid et humide. La débâcle des lacs survient généralement entre la mi-mai et le début de juin. Des gels nocturnes surviennent occasionnellement au cours de l'été. La zone côtière est fréquemment envahie par des bancs de brouillard persistants, lesquels constituent pour le géologue un obstacle climatique majeur. Les températures estivales moyennes sont de l'ordre de 15°C le jour et de 7°C la nuit.

Travaux antérieurs

La présente étude constitue la première cartographie géologique systématique de la région de Saint-Augustin. Précédemment, De Puyjalon (1899), Longley (1944a) et Hale (1962) avaient effectué des reconnaissances générales. Plus récemment, Davies (1963a, 1963b, 1965a et 1965b) a effectué, pour le compte du ministère des Richesses naturelles du Québec, la cartographie, à l'échelle de 1 mille au pouce, de la partie sud-ouest de la région de Saint-Augustin. Le résultat de ses travaux a été révisé et réinterprété pour tenir compte des concepts géologiques récents.

Remerciements

Les travaux de cartographie effectués au cours des étés 1982 et 1983 ont été réalisés en collaboration avec les géologues suivants: Denis W. Roy, Serge Perreault, Louise Corriveau, Pierre Quintin et Claude Champagne. André Gagné, Y. Denis Gagnon, Vincent Jourdain, Roch Gaudreault et Yves Beaulieu ont agi à titre d'assistants géologues. Les hommes d'équipe furent Ronald Smith, Rodrigue Lavallée et Étienne Cormier. Mme Hilda Pike a travaillé à titre de cuisinière en 1982. La compétence des pilotes Larry Labadie (Golfe Hélicoptère), Guy Marcoux, Laurent Marcoux, René Tanguay et Donald Goulet (Propair) et des ingénieurs Marek Parnell et Jac St-Hilaire a permis de mener à bien le projet. Nous tenons également à remercier les habitants de la Basse-Côte-Nord pour leur accueil chaleureux et leur aide précieuse.

L'auteur tient, en son nom personnel et au nom de MM. C. Champagne et S. Perreault, à remercier le Service de la géologie du ministère de l'Énergie et des Ressources, et tout particulièrement MM. J.-L. Caty, J. Cimon et T. Clark, pour avoir permis l'intégration de travaux de recherche personnels à ce projet de cartographie géologique.

Géologie générale

Toutes les roches consolidées de la région, à l'exception des dykes tardifs de gabbro et de diabase, sont d'âge précambrien. Elles appartiennent au segment oriental de la Province géologique de Grenville, tel que défini par Wynne-Edwards (1972). On y a distingué cinq ensembles lithologiques et structuraux par l'application de méthodes de datation relative. Cette approche est analogue à celle adoptée par Dimroth *et al.* (1981) et Owen (1981) dans leurs études des gneiss de la région du Saguenay. Une séquence de marqueurs (dykes de métabasites, mobilisats, phases de déformation), dont l'ordre relatif est invariable, a été établie. La présence, en tout ou en partie, de cette séquence dans les divers ensembles lithologiques a permis de déduire l'âge relatif de chaque ensemble par rapport à la séquence de marqueurs et, ce faisant, l'âge relatif des divers ensembles les uns par rapport aux autres. Conséquemment, chaque ensemble a été désigné par un chiffre romain (I, II, etc.) indiquant l'âge relatif suggéré par nos observations. Ces dernières sont présentées et discutées au chapitre traitant de la géochronologie relative et dans celui traitant de la tectonique. Les cinq ensembles lithologiques et structuraux distingués sont énumérés ci-dessous.

— Ensemble d'âge I regroupant des paragneiss (unités 2, 3 et 4), des gneiss mafiques d'origine sédimentaire et volcanique (unité 5), et des orthogneiss charnockitiques (unité 6). Les orthogneiss charnockitiques sont ici interprétés comme appartenant à l'âge I. Toutefois, d'après leurs relations chronologiques particulières, il est possible que ces roches soient d'âge II (voir les sections traitant des roches d'âge I et des migmatites, et le chapitre sur la tectonique).
— Ensemble d'âge II regroupant des orthogneiss granitiques rubanés (unité 7) et tonalitiques (unité 8).
— Ensemble d'âge III regroupant des orthogneiss granitiques faiblement foliés (unité 9) et des métagabbros (unité 10).
— Ensemble d'âge IV regroupant des granitoïdes syntectoniques à tarditectoniques (unités 11, 12, 13, 14 et 15).
— Ensemble d'âge V regroupant des dykes basiques tardifs (gabbro et diabase) d'âge paléozoïque (unité 16).

Les roches d'âge I, II et III montrent des évidences de polymétamorphisme et de polydéformation. Ces évidences sont discutées aux chapitres traitant de la géochronologie relative, du métamorphisme et des conditions de migmatitisation, et de la tectonique.

La plupart du temps, les différents types de gneiss constituent des ensembles suffisamment bien individualisés pour être cartographiés comme unités distinctes à l'échelle de 1:250 000[c]. Toutefois, si tel n'est pas le cas, il faut avoir recours à des unités mixtes, telles les unités 1, 2 et 11. La faible quantité de données recueillies dans certaines parties de la région étudiée pose les mêmes contraintes. Il est important de noter que toutes les unités sont mixtes jusqu'à un certain point. Toutefois, il existe la plupart du temps une lithologie franchement dominante. Toutes les unités du complexe gneissique (roches d'âges I, II et III) sont migmatitisées à des degrés variables. L'auteur n'a pas cru bon de faire une distinction entre gneiss et migmatites sur la carte géologique, puisque même dans les unités les plus intensément migmatitisées, la trame du gneiss (ou protolithe) est facilement identifiable. De plus, le degré de migmatitisation variait à une échelle trop fine pour être cartographiable séparément dans le cadre de la présente étude. Les principales divisions lithologiques sont présentées au tableau 1.

TABLEAU 1 — Ensembles lithologiques et structuraux de la région de Saint-Augustin

ÈRE	PÉRIODE	UNITÉ	LITHOLOGIE
	QUATERNAIRE	17	Dépôts fluviaux, marins et glaciaires
PALÉOZOÏQUE	ORDOVICIEN	16	ÂGE V Gabbro et diabase
PRÉCAMBRIEN		15 14 13 12 11	ÂGE IV Granitoïde porphyroïde Granitoïde massif Granitoïde à perthites entremêlées Mangérite Granitoïde non différencié (inclut 12 à 15)
		10 9	ÂGE III Métagabbro Gneiss granitique faiblement folié
		8 7 7a 7b 7c	ÂGE II Gneiss tonalitique Gneiss granitique rubané et gneiss non différencié et gneiss tonalitique et gneiss charnockitique
		6 5 4 3 2	ÂGE I Gneiss charnockitique Gneiss mafique Quartzite, gneiss quartzeux et gneiss arkosique Gneiss pélitique et semi-pélitique (peut également comprendre du gneiss calco-silicaté, du marbre et du paragneiss à biotite et hornblende) Paragneiss non différencié (inclut 3 et 4)
		1	ÂGES I, II et III Gneiss non différencié (inclut 2 à 9)

Description des ensembles lithologiques et structuraux

Ensemble d'âge I

Les principales lithologies d'âge I reconnues et cartographiées sont les suivantes:

— Unité 3: gneiss pélitiques et semi-pélitiques. On a également reconnu des faciès non cartographiables de gneiss calco-silicatés et de marbres, et des faciès hétérogènes de paragneiss à biotite et hornblende. Ces lithologies mineures ont été regroupées avec l'unité 3 aux fins de la cartographie.
— Unité 4: quartzites, gneiss quartzeux et gneiss arkosiques.
— Unité 5: gneiss mafiques.
— Unité 6: gneiss charnockitiques.

Les paragneiss (unités 2, 3 et 4) et les gneiss mafiques (unité 5) se retrouvent partout dans la région étudiée. Toutefois, ils sont particulièrement abondants à la baie de Jacques-Cartier. Leur puissance est extrêmement variable et généralement inférieure à un kilomètre. Les paragneiss se distinguent des orthogneiss (unité 6) par leur très grande hétérogénéité et par la présence d'un litage marqué de variations progressives de composition et de couleur (figure 2). Dans la majorité des cas, la gneissosité (foliation) est parallèle au litage. Certains exemples de foliation oblique par rapport au litage ont toutefois été observés. Les paragneiss comprennent une multitude de lithologies. L'origine sédimentaire de certaines d'entre elles, telles les quartzites, les gneiss pélitiques et les roches calco-silicatées, ne fait aucun doute. De plus, plusieurs lithologies sont souvent présentes sur un seul et même affleurement. En aucun cas les paragneiss et les gneiss mafiques ne doivent être considérés comme équivalents aux roches du Groupe de Wakeham, d'âge hélikien, lesquelles affleurent à une centaine de kilomètres à l'ouest de la région étudiée (Bourne *et al.*, 1978). Les roches du Groupe de Wakeham sont surtout des schistes dont le degré de métamorphisme est faible et qui reposent en discordance sur des gneiss, considérés par Franconi *et al.* (1975) comme datant de l'Archéen.

FIGURE 2 — Litage des paragneiss, faciès de gneiss quartzeux et de gneiss arkosique (unité 4). Lac de l'Île au Castor.

Les relations chronologiques déduites des observations effectuées sur le terrain et en laboratoire suggèrent que les roches d'âge I constituent la partie la plus ancienne du complexe gneissique. Le problème du socle se pose de façon particulière dans le cas des paragneiss. Aucune évidence directe ou indirecte de la relation entre le socle et la couverture n'a été observée; il faut en conclure que ces évidences sont oblitérées par le métamorphisme et la déformation. De plus, il est important de noter que l'âge relatif des différentes unités d'âge I n'a pu être établi correctement. En conséquence, l'ordre de succession apparent des unités peut ou non correspondre à leur ordre réel de mise en place.

GNEISS PÉLITIQUES ET SEMI-PÉLITIQUES (UNITÉ 3)

On définit ici les gneiss pélitiques comme étant des roches contenant de la sillimanite ou de la cordiérite, ou les deux, plus de la biotite et du grenat. Les gneiss semi-pélitiques contiennent aussi de la biotite et du grenat, mais le quartz n'y constitue pas le minéral dominant. Ces deux types de roches sont interstratifiées à une échelle plus ou moins fine. Elles ont donc été cartographiées ensemble.

En affleurement, la roche a une teinte allant du gris foncé au rosé, tant en surface fraîche qu'en surface altérée. Certaines variétés riches en pyrite montrent une teinte rouille caractéristique en surface altérée. Le degré de migmatitisation est intense. La roche, localement porphyroblastique, est constituée de cristaux de tailles différentes qui varient de fins à grossiers. L'abondance de la biotite confère à la roche un débit schisteux. Les meilleurs affleurements se retrouvent sur les rivages. La faible résistance à l'érosion des roches pélitiques et semi-pélitiques est probablement responsable, du moins en partie, de l'apparente

disproportion volumétrique entre les paragneiss et les orthogneiss.

Pétrographie

Les roches pélitiques et semi-pélitiques ont une microtexture granoblastique foliée ou lépidoblastique inéquigranulaire. Les minéraux felsiques, présents en proportions très variables, sont le microcline, le plagioclase et le quartz. Le microcline est microperthitique ou mésoperthitique. Il forme des grains xénomorphes lobés, de granulométrie variable, dont le diamètre moyen avoisine 1,2 mm. Les cristaux montrent fréquemment une couronne partielle de plagioclase myrmékitique. Le plagioclase est de l'oligoclase calcique (An_{23-35}) dans les gneiss pélitiques et de l'andésine sodique (An_{30-35}) dans les gneiss semi-pélitiques. Il est occasionnellement microantiperthitique. La forme et la taille des grains sont semblables à celles du microcline. La présence de myrmékites au contact du microcline est fréquente. Le quartz forme des plages améboïdes, à extinction ondulante. Les grains, de taille très variable, atteignent souvent plusieurs millimètres. Les plages de quartz tendent à être allongées parallèlement à la foliation du gneiss.

L'indice de coloration des roches pélitiques et semi-pélitiques varie dans une large mesure. On a observé des teneurs en minéraux foncés allant d'un faible pourcentage à plus de 75%. Des valeurs de l'indice de coloration de l'ordre de 40 à 50% sont communes. Cet indice tend à être plus élevé dans les pélites que dans les semi-pélites. La biotite et le grenat sont présents dans les deux types de roches, tandis que la sillimanite et la cordiérite se retrouvent seulement dans les pélites. La magnétite et l'hercynite sont des minéraux accessoires communs.

Les minéraux foncés forment des lits ou des agrégats lenticulaires composites. La biotite forme des grains idiomorphes agglomérés, à pléochroïsme prononcé, allant de brun clair à brun rougeâtre foncé. La présence de micro-inclusions de sillimanite est fréquente dans les grains de biotite. L'alignement des cristaux de biotite crée une foliation. Le grenat est de l'almandin rosé. Il montre deux habitus différents, soit:

— de petits cristaux idiomorphes sans inclusion, dont la taille est voisine de 1 mm;
— des cristaux poeciloblastiques post-tectoniques, dont la taille varie du millimètre au centimètre. La forme des grains est très variable. Elle est souvent subarrondie, mais le grenat forme parfois de véritables lits poeciloblastiques très allongés, englobant des cristaux préalablement orientés de sillimanite, de quartz et, plus rarement, de biotite (figure 3). Des grenats poeciloblastiques sont également présents dans certains leucosomes des migmatites (mobilisats III).

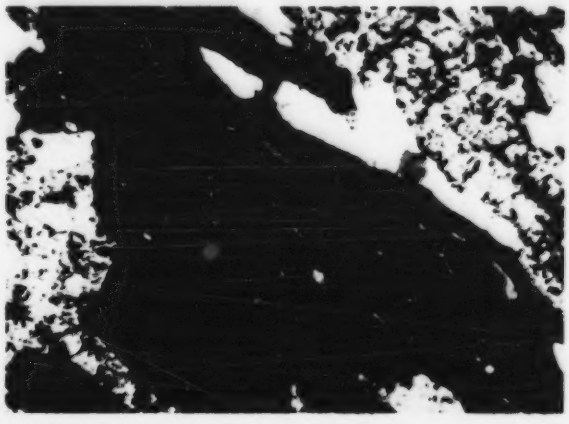


FIGURE 3 — Photomicrographie des plages de grenat poecilo-blastique (GR) dans un gneiss pélitique (6,3 X; lumière polarisée).

Ce double habitus correspond vraisemblablement à deux générations distinctes de grenat. La première génération a une formation pré-tectonique, alors que la seconde est post-tectonique. La sillimanite forme des gerbes de cristaux aciculaires idiomorphes à section losangique. Son orientation définit la plupart du temps une linéation minérale. Cette linéation est souvent parallèle à un axe de crénulation de la foliation du gneiss. Les gerbes de sillimanite sont localement entourées d'un mince halo de quartz. Le diamètre des sections en losanges est généralement inférieur à 0,2 mm, mais il peut atteindre 1 mm dans certains cas. La cordiérite est un minéral dont la présence est souvent difficile à déceler sur le terrain. Toutefois, sa présence est généralisée dans les sections étudiées au microscope. La cordiérite a toujours une croissance post-tectonique. Elle se présente sous deux habitus différents:

— un premier type de cordiérite forme des plages xénomorphes poeciloblastiques, englobant des inclusions de sillimanite, de quartz, de biotite et, localement, d'hercynite. Ces plages sont allongées dans le plan de foliation du gneiss. Leur croissance tardive est mise en évidence par la fabrique prononcée de leurs inclusions et par une croissance secondaire sur les cristaux des mélanosomes précoces. La taille de ces plages de cordiérite varie de submillimétrique à centimétrique (figure 4).
— le second type de cordiérite forme des porphyroblastes hypidiomorphes au sein de mobilisats autochtones (mobilisats III). Leur taille est millimétrique ou centimétrique. Certains de ces cristaux contiennent des inclusions résorbées de quartz, de sillimanite et de biotite donnant à la roche une texture poeciloblastique (figure 5). La plupart, cependant, sont exempts d'inclusion. En affleurement, ces cordiérites sont facilement iden-

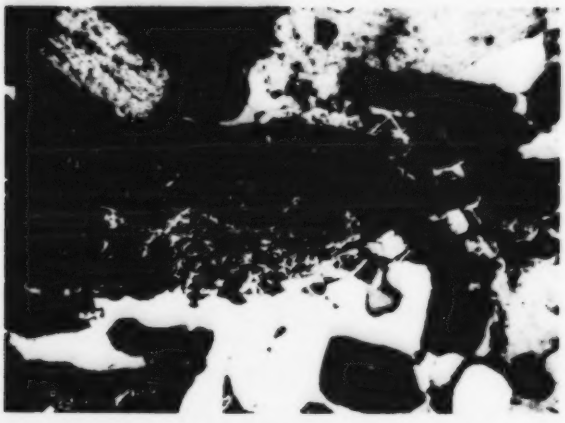


FIGURE 4 — Photomicrographie d'une plage poeciloblastique de cordiérite (CD) à inclusions de sillimanite et de biotite, en accroissement secondaire sur le mélanosome d'un mobilisat II. Gneiss pélitique, unité 3 (6,3 X; lumière polarisée).

FIGURE 6 — Paragneiss: interstratification de gneiss calco-silicaté (unité 3), de quartzite (unité 4) et de marbre (unité 3). Baie des Ha! Ha!.

tifiables par leur couleur bleu foncé caractéristique. Les cristaux de cordiérite forment localement des agrégats au sein de halos de quartz et de plagioclase antiperthitique, ce qui donne à la roche un aspect tacheté.

FACIÈS NON CARTOGRAPHIABLE DE GNEISS CALCO-SILICATÉS (UNITÉ 3)

Les gneiss calco-silicatés constituent une lithologie relativement rare sur le terrain, où ils sont fréquemment associés à des unités de gneiss mafiques (unité 5) ou de quartzites (unité 4), et à des lentilles de marbre (figure 6). Ils forment des bandes dont la puissance est trop faible (quelques mètres tout au plus) pour qu'elles soient cartographiables individuellement. La roche est facilement identifiable à sa couleur vert olive et à son apparence rubanée. La transition graduelle entre les roches calco-silicatées, les marbres (unité 3) et certains gneiss mafiques suggère l'origine sédimentaire commune des trois types de roches.

Pétrographie

La roche a une microtexture granoblastique inéquigranulaire, à grains polygonaux dont la taille moyenne est de 0,3 mm. Les grains ont des bordures droites et des contacts à 120 degrés. La composition minéralogique comprend, par ordre d'abondance, la scapolite, le diopside, l'anorthite, la calcite, la trémolite, le sphène et la pyrite (figure 7). La scapolite forme des porphyroblastes de 1,0 à 1,5 mm de diamètre. Sa biréfringence élevée suggère que sa composition se rapproche de celle de la méionite. La pyrite forme des grains cubiques disséminés intergranulaires ou en inclusions partielles dans d'autres minéraux.

FIGURE 5 — Photomicrographie de cordiérite poeciloblastique (CD) d'un mobilisat III. Gneiss pélitique, unité 3 (2,5 X; lumière polarisée).

FIGURE 7 — Photomicrographie de la microtexture d'un gneiss calco-silicaté (unité 3); scapolite (SCA); diopside (DP); anorthite (AN); calcite (CC); trémolite (TM); pyrite (PY). Lumière polarisée; 6,3 X.

La minéralisation est pré-métamorphique. Sa distribution parallèle au rubanement suggère une origine synsédimentaire.

FACIÈS NON CARTOGRAPHIABLE DE PARAGNEISS À BIOTITE ET À HORNBLENDE (UNITÉ 3)

Ces roches sont extrêmement hétérogènes. Sur le terrain, elles sont associées à d'autres types de paragneiss et plus spécialement aux gneiss pélitiques (unité 3). Sur la carte, elles n'apparaissent pas comme une unité individualisée, car elles ont été assimilées aux autres paragneiss de l'unité 3. Les paragneiss à biotite et à hornblende se distinguent des orthogneiss de composition similaire par la présence d'un rubanement, par leur hétérogénéité et par un indice de coloration généralement plus élevé. En affleurement, ils montrent une couleur allant du gris foncé au gris rosé. Leur résistance à l'érosion varie de bonne à moyenne.

Pétrographie

La roche a une microtexture granoblastique inéquigranulaire. Les grains sont de taille moyenne et leur bordure est lobée. La minéralogie de ces gneiss comprend des quantités variables de quartz, de plagioclase, de microcline, de biotite et de hornblende. Le sphène et la magnétite sont des minéraux accessoires communs. L'augite et l'hypersthène sont présents en accroissement secondaire sur la hornblende et la biotite.

QUARTZITES, GNEISS QUARTZEUX ET GNEISS ARKOSIQUES (UNITÉ 4)

On définit ici les quartzites comme étant des roches contenant plus de 90% de quartz. Les gneiss quartzeux contiennent de 50 à 90% de quartz. Les gneiss arkosiques sont des roches quartzo-feldspathiques ultraleucocrates qui sont associées aux quartzites et aux gneiss quartzeux. Ces roches ont une grande résistance à l'érosion et forment sur le terrain des reliefs positifs. Les quartzites constituent le type de paragneiss le plus abondant sur le terrain. Leur épaisseur varie de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres. Ils sont parfois très purs et monotones, mais ils contiennent le plus souvent des lentilles impures qui définissent le litage. Les micas présents dans ces lentilles sont foliés parallèlement au litage. On retrouve des lentilles submétriques de quartzite interstratifiées avec les gneiss pélitiques et semi-pélitiques (unité 3).

Pétrographie des quartzites

Les quartzites sont des roches à grain grossier, de couleur blanche à rosée, tant en surface fraîche qu'en surface altérée. Le quartz en est le minéral essentiel. Il forme des cristaux améboïdes grossiers fortement orientés. Cette fabrique est difficilement observable en affleurement, mais très évidente à l'examen microscopique. La taille du quartz atteint souvent quelques centimètres, bien qu'elle soit généralement d'ordre millimétrique. Tous les contacts des grains sont à 120 degrés et forment des points triples. Les grains montrent des extinctions ondulantes. La présence de dislocations intragranulaires et de subgrains est occasionnelle. Les minéraux accessoires communs sont le microcline, le plagioclase, la biotite, le grenat et la sillimanite. Leur taille est nettement plus fine que celle du quartz, soit généralement millimétrique ou submillimétrique.

Pétrographie des gneiss quartzeux et des gneiss arkosiques

Les gneiss quartzeux et les gneiss arkosiques sont des roches à grains moyens et grossiers. La taille des grains tend à augmenter en fonction de la teneur en quartz. La microtexture est granoblastique inéquigranulaire. La roche se compose essentiellement de quartz et de quantités variables de microcline, de plagioclase, de biotite et de grenat. Le quartz forme des plages améboïdes allongées. Le microcline et le plagioclase forment des cristaux xénomorphes à bordures lobées. Le microcline est microperthitique. Le plagioclase est myrmékitique au contact du microcline. Les minéraux foncés, soit la biotite et le grenat, forment des cristaux isolés ou des agrégats composites aplatis.

GNEISS MAFIQUES (UNITÉ 5)

Sur le terrain, les gneiss mafiques forment des bandes de puissance métrique à hectométrique. Les bandes homogènes sont généralement plus épaisses que les bandes hétérogènes. Leur résistance à l'érosion est faible et leurs zones d'affleurement sont marquées par un relief négatif. La roche montre une couleur noire ou verdâtre en surface fraîche et une teinte brun verdâtre en surface altérée.

À plusieurs endroits, on a pu observer l'association de gneiss mafiques aux unités de paragneiss. Les plus importantes de ces bandes sont rencontrées à la baie des Ha! Ha!, à la baie de Jacques-Cartier (figure 8), à la baie des Oies et à l'île de l'Anse au Portage. On a observé une interstratification entre les gneiss calco-silicatés (unité 3), les gneiss mafiques (unité 5) et les quartzites (unité 4) à la baie des Oies et à la baie des Ha! Ha!. Les gneiss mafiques interstratifiés montrent un rubanement interne et des contacts graduels avec les autres unités. Les gneiss mafiques de la baie de Jacques-Cartier et du lac Napetipi sont plus homogènes et montrent des contacts francs avec les roches adjacentes. Ces relations suggèrent que les gneiss mafiques ne constituent pas un groupe homogène et qu'ils ont plus d'une origine. Les bandes

FIGURE 8 — Gneiss mafique (unité 5). Baie de Jacques-Cartier.

hétérogènes rubanées sont vraisemblablement, du moins en partie, des roches métasédimentaires dérivées de roches mafiques. On peut présumer que les bandes homogènes sont, quant à elles, des roches ignées métamorphisées dérivées de filons-couches ou de coulées volcaniques basiques, mises en place au sein des métasédiments pendant ou peu après leur sédimentation.

Pétrographie

La roche montre une texture granoblastique ou nématoblastique subéquigranulaire. La fabrique métamorphique est bien développée et on ne remarque aucune trace de texture ignée primaire. Les grains, de taille moyenne (0,7 à 1,0 mm), sont subpolygonaux ou lobés. La minéralogie comprend principalement le plagioclase (andésine calcique), la hornblende, l'augite et l'hypersthène. La biotite, la magnétite et le sphène sont des constituants mineurs. L'indice de coloration varie de 40 à 90%.

GNEISS CHARNOCKITIQUES (UNITÉ 6)

On désigne ici par gneiss charnockitiques des orthogneiss se caractérisant par la teinte verdâtre de leurs feldspaths et par la présence, souvent à l'état de résidus de cristaux, de clinopyroxène ou d'orthopyroxène, ou des deux, comme phase ferromagnésienne. Cette lithologie est présente partout dans la région, bien que son importance volumétrique varie considérablement. Elle est particulièrement bien représentée dans le secteur de la baie des Ha! Ha!, au sud-ouest de la région étudiée. Ces gneiss se présentent le plus souvent en bandes d'épaisseur hectométrique à kilométrique. En affleurement, ils se caractérisent par une couleur verdâtre en surface fraîche et par la présence fréquente d'une couche d'altération plus ou moins épaisse. Les surfaces altérées montrent une couleur brunâtre ou rouille caractéristique. La faible résistance à l'érosion de ces gneiss fait en sorte que les affleurements de qualité sont en nombre restreint.

Leur composition est très homogène à l'échelle d'un affleurement. Toutefois, de légères variations de composition peuvent être observées à une échelle plus grande. La roche est leucocrate, rubanée et à grain moyen. L'indice de coloration est inférieur à 10% dans la plupart des cas. On a cependant observé localement des variétés plus mafiques qui ne sont pas montrées sur la carte.

Pétrographie

La roche montre une microtexture granoblastique inéquigranulaire (figure 9). La taille des grains varie de fine à moyenne et leurs bordures sont lobées ou courbes. La minéralogie comprend essentiellement du microcline microperthitique ou mésoperthitique, du plagioclase (oligoclase ou andésine sodique) et du quartz. Quant à la composition des plagioclases, on a mesuré par méthode optique une valeur uniforme de An_{26}. Davies (1968) mentionne des valeurs variant de 22 à 42% de An, pour une valeur moyenne de 32%. Le plagioclase est myrmékitique au contact du microcline. Les phases mafiques sont des pyroxènes (orthopyroxène ou clinopyroxène, ou les deux), de la

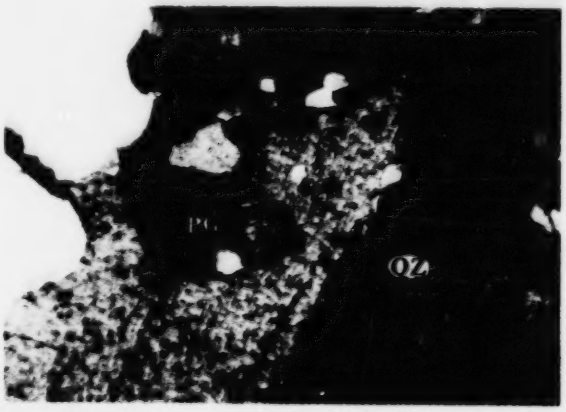


FIGURE 9 — Photomicrographie de la microtexture du gneiss charnockitique (unité 6); plagioclase (PG); microcline (ML); quartz (QZ). Lumière polarisée; 6,3 X.

hornblende et de la biotite. Une rétromorphose sélective, partielle ou totale du clinopyroxène en hornblende, en quartz et en biotite est commune (figure 10). Fréquemment, les plages d'orthopyroxène sont, en tout ou en partie, remplacées par un assemblage rétrograde formé de biotite brune et de quartz à texture symplectique. L'apatite, le sphène et les minéraux opaques sont des minéraux accessoires communs.

Ensemble d'âge II

Les roches d'âge II comprennent des orthogneiss (unités 7 et 8) et deux essaims de métabasites mis en place successivement (non montrés sur la carte). Les métabasites, sauf exception, ont une importance volumétrique trop faible pour être cartographiables séparément dans le cadre de la présente étude. Leur importance comme marqueurs chronologiques est cependant très grande. Ces roches font donc l'objet d'une section séparée.

Les gneiss d'âge II sont les plus importants de la région étudiée au point de vue du volume. Leur remarquable homogénéité de composition permet de les distinguer facilement de certains paragneiss de composition semblable. Cette homogénéité, alliée au fait que leur composition correspond à celle de roches ignées communes, soit des granites et des tonalites, permet de les considérer comme des orthogneiss. On distingue deux types principaux d'orthogneiss:

— Unité 7: gneiss granitiques rubanés.
— Unité 8: gneiss tonalitiques (gneiss gris).

La plupart des contacts observés entre les orthogneiss d'âge II et les gneiss d'âge I sont concordants. Cependant, la présence de nombreuses enclaves de roches d'âge I dans les orthogneiss d'âge II suggère une relation intrusive entre les deux ensembles (figure 11).

FIGURE 10 — Photomicrographie du gneiss charnockitique (unité 6). Rétromorphose de l'augite (AG) en hornblende (HB), quartz (QZ) et biotite (BO). Lumière naturelle; 2,5 X.

FIGURE 11 — Enclave de paragneiss (âge I) dans un orthogneiss tonalitique (âge II). Cumberland Pass.

GNEISS GRANITIQUES RUBANÉS (UNITÉ 7)

Ces roches représentent le type le plus commun d'orthogneiss rencontré dans la région étudiée. En affleurement, l'orthogneiss se caractérise par une couleur rose, tant en surface fraîche qu'en surface altérée. La roche est leucocrate à grain moyen, relativement équigranulaire, d'aspect rubané et de composition extrêmement homogène à l'échelle d'un affleurement. La présence de feldspaths porphyroblastiques et de minces leucosomes lenticulaires boudinés confère localement au gneiss un aspect oeillé. La résistance à l'érosion de la roche est très bonne et les nombreux affleurements sont d'excellente qualité. Les contacts entre les gneiss granitiques et les autres gneiss sont apparemment concordants. On observe fréquemment des enclaves de paragneiss (unités 3, 4 et 5) et de gneiss charnockitique (unité 6) dans le gneiss granitique rubané (unité 7). Avec le gneiss tonalitique (unité 8), les contacts sont souvent graduels. Ces relations suggèrent que les gneiss granitiques rubanés (unité 7) sont en partie des gneiss charnockitiques recristallisés, et en partie des roches intrusives dans les roches d'âge I, comme le démontre la présence d'enclaves. Quant à la relation existant entre le gneiss tonalitique (unité 8) et le gneiss granitique rubané (unité 7), la présence de contacts graduels et l'absence réciproque d'enclave d'un type de gneiss dans l'autre suggèrent une origine commune et une mise en place plus ou moins simultanée. On peut remarquer que toutes les relations chronostratigraphiques de ces deux lithologies sont en tous points équivalentes.

Pétrographie

Les gneiss granitiques rubanés (unité 7) ont une microtexture granoblastique inéquigranulaire, et les grains sont moyens avec des bordures courbes ou interlobées. La minéralogie consiste principalement

en du quartz, du feldspath et du plagioclase. L'indice de coloration est inférieur à 10%. Les échantillons examinés contenaient différentes combinaisons des minéraux suivants: biotite, hornblende verte et clinopyroxène. Ces minéraux se présentent en cristaux isolés ou en agrègats polycristallins aplatis. L'allongement de ces agrégats et des minéraux individuels définit la foliation du gneiss.

Le feldspath alcalin est un microcline microperthitique ou mésoperthitique. Le quadrillage caractéristique de la double macle péricline-albite y est plus ou moins bien développé. Le microcline forme des grains xénomorphes et lobés. Le diamètre de leurs sections est de 1,5 mm en moyenne. Le pourcentage d'albite dans le feldspath alcalin atteint 50%. Le plagioclase est de l'oligoclase (An_{12-26}). Il forme des grains xénomorphes à bordures lobées, myrmékitiques au contact des feldspaths. La taille du plagioclase est inférieure à celle du feldspath, soit environ 1 mm en moyenne. Le quartz forme des plages améboïdes à extinction ondulante qui tendent à être allongées parallèlement à la gneissosité. La biotite forme des feuillets hypidiomorphes de dimensions submillimétriques à millimétriques. Son pléochroïsme va du beige doré au brun rougeâtre foncé. Localement, la hornblende est partiellement pseudomorphosée par la biotite et elle forme des grains xénomorphes ou hypidiomorphes de dimensions généralement inférieures à 2 mm. Elle est fortement colorée. Son pléochroïsme va du vert doré au vert bleuté foncé. On a observé dans quelques cristaux la présence de bourgeons de quartz à la périphérie du minéral. La trace du clivage longitudinal (110) du minéral est allongée dans le plan de la foliation. Le clinopyroxène est relativement rare dans les gneiss granitiques. Il y forme des cristaux xénomorphes isolés de dimensions submillimétriques. Les cristaux sont limpides, colorés dans les teintes de gris verdâtre clair et exempts d'inclusions. Les minéraux accessoires communs sont la magnétite, le sphène, l'apatite et le zircon. Les minéraux d'altération comprennent l'épidote, la chlorite, l'actinote et la séricite.

GNEISS TONALITIQUES (UNITÉ 8)

Les gneiss tonalitiques, ou gneiss gris, sont des roches homogènes, à grain moyen, de teinte gris clair à gris sombre en surface fraîche et gris rosé en surface altérée. Avec les gneiss granitiques, les gneiss tonalitiques constituent la lithologie la plus commune de la région étudiée. Leur homogénéité de composition est remarquable. Ils forment des faciès monotones de puissance kilométrique et sont facilement cartographiables. Leur résistance à l'érosion et la qualité de leurs affleurements sont excellentes. Ils sont abondamment migmatitisés (figure 12). La présence abondante de leucosomes stromatitiques confère à la roche

FIGURE 12 — Gneiss tonalitique (unité 8) abondamment migmatitisé. Petit Rigolet.

un aspect rubané. D'autres types de migmatites sont également présents (voir la section traitant des migmatites). La roche est leucocrate, l'indice de coloration y variant de 5 à 20%. La majeure partie de la roche se compose de plagioclase et de quartz. Le feldspath alcalin est une composante mineure. Les minéraux foncés sont la biotite, la hornblende et, plus rarement, le clinopyroxène.

Pétrographie

Le gneiss tonalitique a une microtexture granoblastique inéquigranulaire. Les bordures de grains sont interlobées. La foliation est définie par l'axe d'allongement des minéraux foncés et par un certain étirement des plages du quartz.

Le plagioclase est de l'oligoclase calcique et sa composition varie très peu (An_{25-30}). Fréquemment, le plagioclase est antiperthitique. Les exsolutions de feldspath alcalin y prennent une forme en chapelet grossièrement rectangulaire. La taille du plagioclase est de 1,0 mm en moyenne, alors que les exsolutions de feldspath alcalin y ont un diamètre inférieur à 0,05 mm. Le quartz forme des plages améboïdes de

dimensions millimétriques, vaguement allongées selon le plan de foliation. Le feldspath alcalin est surtout présent dans les mobilisats, où il constitue la phase principale. Dans le paléosome, il est surtout présent en exsolution dans le plagioclase. Il forme localement des grains individualisés xénomorphes, de 0,8 mm de diamètre en moyenne. Il est microperthitique et montre occasionnellement le quadrillage caractéristique du microcline. La biotite forme des feuillets hypidiomorphes, isolés ou agglomérés, dont le diamètre moyen se situe autour de 1,0 à 1,2 mm. Son pléochroïsme va du vert-brun clair au brun rougeâtre foncé. La hornblende verte forme des cristaux xénomorphes dont le diamètre moyen se situe autour de 1,0 mm. Ses teintes de pléochroïsme vont du vert jaunâtre au vert olive. Le clinopyroxène, lorsque présent, forme des cristaux xénomorphes de dimensions submillimétriques. Il est faiblement biréfringent et coloré dans les teintes de brun rosé. Il se présente en cristaux isolés ou en croissance secondaire sur les cristaux de hornblende. On observe fréquemment une pseudomorphose réciproque des cristaux de biotite et de hornblende, avec continuité des repères cristallins d'un minéral à l'autre. Une association symplectique de biotite et de quartz remplace parfois la hornblende ou le clinopyroxène. Les minéraux accessoires communs sont la magnétite, le sphène et l'apatite. La chlorite, la séricite et l'actinote sont présentes comme minéraux d'altération.

Ensemble d'âge III

Les roches d'âge III comprennent des masses de métagabbro ainsi que des gneiss granitiques faiblement foliés. Ces roches se distinguent par l'absence des marqueurs chronostratigraphiques caractéristiques des roches d'âges I et II.

GNEISS GRANITIQUES FAIBLEMENT FOLIÉS (UNITÉ 9)

On a observé à plusieurs reprises, dans les roches du complexe gneissique (âges I, II et III), la présence de masses plus ou moins importantes de gneiss granitiques caractérisés par une fabrique tectonique faiblement développée. Leur puissance souvent restreinte n'a permis de les cartographier comme unité distincte que dans quelques rares cas. En affleurement, la roche a une couleur rose saumon, tant en surface fraîche qu'en surface altérée. Elle se caractérise par une très grande homogénéité de composition, des grains de taille fine à moyenne et un aspect quasi massif. Seule une très faible foliation de la biotite est présente localement. À la différence des gneiss granitiques rubanés (unité 7) décrits précédemment, on n'y observe pas de rubanement ou de migmatites litées (voir la section sur les migmatites).

Pétrographie

La roche a une microtexture granoblastique subéquigranulaire. La taille moyenne des grains est de 0,8 mm. L'indice de coloration est inférieur à 5%. Les minéraux essentiels sont le microcline, le plagioclase et le quartz. Les minéraux foncés sont la biotite ou la hornblende, ou les deux. Le grenat est présent localement. Ces minéraux forment des grains isolés, distribués uniformément dans le gneiss.

Le microcline est microperthitique. Il forme des cristaux xénomorphes à bordures lobées. Le plagioclase forme des grains non zonés, xénomorphes, à bordures lobées. Les teneurs en anorthite mesurées varient de An_{32} à An_{35}. Des myrmékites se sont développées au contact des feldspaths. Le quartz forme des plages lobées ou améboïdes à extinction ondulante. La hornblende forme des cristaux hypidiomorphes, fréquemment résorbés. La résorption s'accompagne parfois de la croissance d'une couronne partielle ou totale de biotite autour de la hornblende. Ses teintes de pléochroïsme varient du vert jaunâtre clair au vert olive. La biotite forme des feuillets hypidiomorphes, faiblement orientés, de teinte vert brunâtre clair à brun-rouge foncé. Le grenat est un minéral accessoire occasionnel qui forme de petits cristaux rosés subarrondis.

La magnétite, l'apatite et l'allanite sont les minéraux accessoires communs.

MÉTAGABBRO (UNITÉ 10)

Plusieurs masses de métagabbro relativement peu déformées ont été répertoriées dans la région de Saint-Augustin. Ces masses sont discontinues et recoupent légèrement la gneissosité régionale. Leur épaisseur varie de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres. Leurs contacts sont rarement visibles. Les masses les plus importantes ont été observées à l'anse de l'Argile (partie sud-ouest du Petit Rigolet, voir la carte au 1:50 000[e]), au lac du Chevreuil et au lac La Sarre. Un point d'intérêt particulier concernant ces dykes est la présence en quelques endroits de lentilles de sulfures massifs et de pyrrhotite disséminée. Un échantillon provenant d'une lentille de sulfures massifs du dyke de l'anse de l'Argile contient jusqu'à 10% de chalcopyrite et jusqu'à 50% de pyrrhotite.

En affleurement, la roche montre une couleur noir verdâtre en surface fraîche et brunâtre en surface altérée. Une texture subophitique primaire est généralement présente. Le grain est moyen. L'analyse pétrographique montre que la roche a recristallisé aux conditions du faciès des granulites et que la géométrie de la texture subophitique primaire a été conservée.

Pétrographie

La roche a une microtexture blasto-ophitique inéquigranulaire, c'est-à-dire une texture ophitique ou subophitique complètement recristallisée (figure 13). Les constituants minéralogiques sont le plagioclase, l'hypersthène, l'augite, la hornblende, la biotite et la magnétite.

Le plagioclase se présente sous deux habitus. Il forme de grandes lattes, parfois zonées, montrant à la fois la macle de Carlsbad et les macles polysynthétiques de l'albite et du péricline. À la jonction des lattes, le plagioclase forme des agrégats de petits cristaux polygonaux de diamètre submillimétrique. Ces petits cristaux sont dépourvus de macles de Carlsbad. La plupart des contacts de grains forment des points triples à 120 degrés. Les lattes et agrégats de plagioclase délimitent des domaines mafiques de quelques millimètres de diamètre. Ces domaines sont constitués de plages d'augite et d'hypersthène recristallisées en un assemblage de grains polygonaux de pyroxène, de hornblende verte, de biotite brune et de minéraux opaques. Cet assemblage se développe en bordure des pyroxènes primaires.

Ensemble d'âge IV

GRANITOÏDES

Une vingtaine de plutons felsiques affleurent dans la région de Saint-Augustin. Dans le cadre de la présente étude, l'auteur se limite à présenter une synthèse des informations recueillies sur l'ensemble des plutons. Les noms proposés des massifs sont basés sur des noms de lieux géographiques, lorsque de tels noms existent.

Expression magnétique des granitoïdes

La plupart des plutons granitoïdes reconnus dans la région de Saint-Augustin ont une expression magnétique très nette sur les cartes aéromagnétiques. On remarque un haut magnétique de l'ordre de 56 500 gammas associé à la grande majorité des granitoïdes. Il existe cependant des exceptions à cette règle. C'est notamment le cas du massif multilobé du lac de l'Île au Castor. Dans la majorité des cas, la courbe de 56 500 gammas définit relativement bien les contours des massifs.

Caractéristiques générales

Les massifs sont constitués de un ou plusieurs lobes, de forme elliptique, dont le diamètre est de quelques kilomètres. L'étude des photographies aériennes montre que les contacts des lobes sont subconcordants à la foliation des gneiss. Sur le terrain, les contacts des plutons s'accompagnent fréquemment de zones de brèches d'injection de quelques mètres de largeur dans l'encaissant (figure 14) et de trains d'enclaves dans le pluton. Les contacts sont exempts de zones de trempe et de halo d'altération ou de métamorphisme. La structure des gneiss autour d'un massif est contrôlée par la forme même du massif. Les structures qui y sont observées ne correspondent pas aux patrons de déformation qu'on observe dans les zones où il y a absence de plutons. Il apparaît donc, à première vue, que les patrons de déformation observés autour des massifs sont la conséquence de la mise en place des dits massifs. On a observé la présence de synformes périphériques déversés autour de certains massifs (lac Coxipi, lac Guernesé, etc.). De telles structures sont caractéristiques des plutons mis en place par diapirisme (Martignole & Schrijver, 1970; Berger & Pitcher, 1972; Ramberg, 1967).

FIGURE 13 — Photomicrographie du métagabbro (unité 10). Microtexture blasto-ophitique (2,5 X; lumière polarisée).

FIGURE 14 — Brèche d'injection. Massif du Petit Rigolet.

Classification

L'examen pétrographique d'une soixantaine de lames minces a permis d'ébaucher une classification des granitoïdes, à partir de critères pétrographiques, minéralogiques et texturaux. La plupart des massifs appartiennent clairement à l'un ou l'autre des faciès décrits ci-après. Il existe cependant des massifs qui chevauchent deux ou plusieurs de ces faciès. La majorité des échantillons examinés possèdent la composition du granite, de la granodiorite ou de la monzonite à quartz. C'est surtout la microtexture de ces roches — plus que leur composition — qui retient l'attention et permet la classification proposée ci-après.

MANGÉRITES (UNITÉ 12)

Deux massifs de mangérite ont été observés dans la région de Saint-Augustin. Un petit pluton allongé affleure à la baie des Homards et un autre pluton, de dimensions considérables, affleure au nord-est du lac Gallet. On n'a pas noté la présence de roches anorthositiques associées. En affleurement, la roche a une couleur miel et démontre une faible résistance à l'érosion. Les contacts des massifs sont concordants au grain tectonique régional. Le plus gros des deux plutons a considérablement déformé les roches environnantes lors de sa mise en place. L'étude minéralogique montre la présence de plagioclase, de feldspath, de quartz et de pyroxène. Aucune analyse pétrographique n'a été effectuée sur ces roches.

GRANITOÏDES À PERTHITES ENTREMÊLÉES (UNITÉ 13)

Ce troisième groupe inclut des roches dont la composition varie de celle d'un granite à celle d'une monzonite à quartz. Les massifs multilobés des lacs Poincaré et Gallet sont les principaux plutons représentatifs de ce groupe. Les granitoïdes ont un aspect massif, une grande homogénéité et des grains de taille grossière à très grossière. Leur indice de coloration varie de 5 à 35%.

Pétrographie

La microtexture de la roche est caractérisée par l'enchevêtrement du plagioclase et du microcline (figure 15). Cet enchevêtrement donne au feldspath un aspect de perthite en tache («patch perthite») ou entremêlée («interlocked perthite») (Smith, 1974). Les repères cristallographiques sont continus d'un minéral à l'autre, ce qui suggère une croissance eutectique simultanée du plagioclase et du microcline. Ces plages mixtes de plagioclase et de microcline sont xénomorphes. Leur diamètre atteint plusieurs centimètres. Le microcline est microperthitique; les exsolutions d'albite y prennent la forme de fines gouttelettes

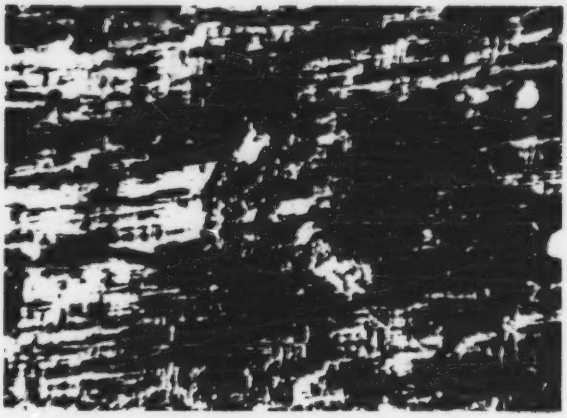


FIGURE 15 — Photomicrographie de la microtexture du granite à perthites entremêlées (unité 13). Lobe est du massif du lac Gallet (2,5 X; lumière polarisée).

(«string perthite»), qui contrastent fortement avec les plages de plagioclase d'enchevêtrement. Le plagioclase est de l'albite ou de l'oligoclase sodique (An_{7-14}). Le quartz est xénomorphe. Il forme des plages améboïdes à extinction ondulante de plusieurs millimètres de diamètre. Les minéraux foncés sont présents dans une proportion de 5 à 35%. Ce sont principalement de la hornblende verte et de la biotite verte ou brune, ainsi que des quantités accessoires de sphène, de zircon, d'apatite et de magnétite. Ces minéraux forment des amas polygranulaires de taille moyenne à grossière. La biotite est fréquemment interfoliée avec une chlorite vert foncé.

Le degré de déformation de la roche est faible. Une texture en mortier a été occasionnellement observée.

Une partie du lobe est du massif du lac Gallet ainsi qu'un dyke de granite situé à l'est du massif du lac Coxipi montrent une texture rapakivique superposée à la texture de perthite entremêlée. La zonation des cristaux se manifeste par un coeur riche en plagioclase et une bordure essentiellement constituée de microcline. Ces roches montrent une granulation en mortier de la bordure des phénocristaux.

GRANITOÏDES MASSIFS (UNITÉ 14)

Ce groupe est constitué de granitoïdes dont la taille des grains varie de moyenne à grossière. Ils sont grenus ou à tendance porphyroïde. Ces roches se caractérisent par l'absence de déformation interne, de protoclase ou de cataclase. Leur composition est granitique ou granodioritique. Les massifs des lacs Théberge, Grenouille*, Gamart, Coxipi et de la rivière Saint-Augustin Nord-Ouest appartiennent à ce groupe.

*Ce toponyme n'est pas reconnu officiellement.

Le massif du lac Grenouille est constitué de deux lobes décalés par une faille de direction N20°E. Les faciès présents sont ceux d'un granite à biotite porphyroïde et d'une granodiorite grenue à deux micas.

Le massif du lac Théberge a une forme allongée de direction nord-sud. Il est recoupé par une série de failles parallèles d'orientation N75°E et N45°E. Les faciès présents sont ceux d'un granite porphyroïde à biotite, d'un granite grenu à deux micas et d'un granite ultraleucocrate à grenat et biotite. Ce dernier faciès est particulier et, contrairement aux autres roches du massif, son degré de cataclase est élevé. Sa texture est protomylonitique. Le quartz y forme des lentilles allongées. Le feldspath est une mésoperthite et il forme des cristaux xénomorphes à couronnes d'albite d'exsolution. Le grenat forme des cristaux de dimensions submillimétriques, subarrondis et entourés d'un mince halo de quartz. La biotite forme des amas symplectiques avec le quartz. Ces derniers, tout comme le grenat, sont des phases précoces qui sont fréquemment englobées partiellement par le feldspath et le quartz.

Le massif du lac Gamart est une petite masse de quelques kilomètres de diamètre, située entre les rivières Saint-Augustin et à la Mouche. Les faciès présents sont ceux d'une granodiorite porphyroïde à biotite et d'un granite grenu à biotite et hornblende verte. La roche est leucocrate et de composition homogène.

Le massif de la rivière Saint-Augustin Nord-Ouest est une masse de plusieurs kilomètres de diamètre, délimitée au nord et au sud par des linéaments de direction N60°E. Le faciès présent au centre du massif est celui d'un granite à biotite grenu et à grain grossier. Au contact du massif, on a observé un granite subpegmatitique en contact subconcordant avec le gneiss encaissant. Ce granite est semblable, sur le plan minéralogique, au granite porphyroïde. Il est cependant exempt de déformation ou de fabrique interne.

Le massif du lac Coxipi a une forme de demi-lune. Il est limité sur son flanc ouest par une faille de direction N10°E. Le massif a une forme tridimensionnelle en entonnoir. En bordure du massif, les roches encaissantes sont rebroussées et retournées pour former un synforme périphérique. Sur le flanc est du massif, le contact est marqué par une brèche d'injection dans l'encaissant. Deux petits massifs de gabbro subophitique affleurent à l'ouest de la faille du lac Coxipi. Leur relation précise avec le granite est inconnue.

Le granite a une texture porphyroïde, pseudo-rapakivique. L'indice de coloration est de 5%. Le plagioclase forme des phénocristaux hypidiomorphes d'environ 1 cm de diamètre, entourés d'une couronne polygranulaire de microcline. Le quartz est améboïde et interstitiel. Les minéraux foncés sont de la biotite verte interfoliée avec de la chlorite vert foncé, ainsi que des prismes de sillimanite totalement pseudomorphosés par de la muscovite.

GRANITOÏDES PORPHYROÏDES (UNITÉ 15)

Cette dernière catégorie comprend les massifs du lac de l'Île au Castor et ses massifs satellites, le massif du Petit Rigolet ainsi que celui de l'île Lecouvé.

Les granitoïdes à texture porphyroïde sont des roches à grain grossier. Elles sont constituées de phénocristaux centimétriques de microcline dans une matrice grenue au grain moyen à grossier. Ces granitoïdes montrent un degré de protoclase ou de cataclase élevé. À l'examen pétrographique, ces roches montrent une microtexture en mortier ou protoclastique. Le développement de ces textures s'accompagne presque toujours d'une forte orientation préférentielle des phénocristaux de microcline et des rubans de quartz.

Ces orientations sont facilement mesurables sur le terrain. Elles définissent des patrons qui sont parallèles aux contacts des massifs près de leurs bordures et qui se complexifient en allant vers le coeur de ceux-ci. La plupart des foliations mesurées au coeur des massifs montraient un pendage subvertical. Les enclaves de gneiss, lorsque présentes à l'intérieur du massif, sont allongées parallèlement à la foliation des phénocristaux (figure 16). En bordure du massif du Petit Rigolet, les enclaves de gneiss sont fortement contortionnées. La foliation des phénocristaux du granite y est fortement oblique par rapport à la gneissosité de l'enclave. Berger & Pitcher (1972) considèrent que la présence de structures de foliation et de linéations minérales à l'intérieur de massifs granitiques indique une faible différence de ductilité entre le granitoïde et son encaissant. L'orientation préférentielle des minéraux résulte d'un fluage à l'état

FIGURE 16 — Enclave de quartzite dans le granite porphyroïde (unité 15) du lac de l'Île au Castor. La foliation des phénocristaux du granite est parallèle aux contacts de l'enclave.

quasi solide de la masse granitique. Lors d'un tel fluage, le plan contenant le grand axe et l'axe intermédiaire des inclusions et des phénocristaux est rendu parallèle au plan de fluage. Dans cette perspective, les faciès massifs sont représentatifs des parties des plutons mises en place avec une grande quantité de liquide interstitiel, ou ayant peu flué après leur cristallisation. Ces hypothèses sont appuyées par l'analyse pétrographique.

Le massif du lac de l'Île au Castor est multilobé. Il comprend à la fois des faciès foliés et massifs. Le massif du Petit Rigolet est constitué d'un seul lobe en forme de poire. Le massif de l'île Lecouvé est constitué d'une série de feuillets concentriques, dont les contacts sont parallèles à la foliation.

Pétrographie

Le granite — au sens large — porphyroïde se caractérise par une microtexture en mortier (figure 17) ou protoclastique. Les phénocristaux de microcline y ont le plus souvent leurs grands axes allongés parallèlement les uns aux autres. Ces phénocristaux ont des dimensions atteignant quelques centimètres. Ils constituent de 20 à 50% du volume total de la roche. Les bordures des phénocristaux sont fortement granulées. Elles ont recristallisé sous forme d'agrégats de grains polygonaux de microcline et de plagioclase myrmékitique. Cet agrégat entoure partiellement ou totalement le phénocristal de microcline. Les phénocristaux montrent toujours la macle simple de Carlsbad. La trace irrégulière de cette macle est orientée selon l'allongement du cristal et montre des dislocations. Dans les roches les plus déformées, des chapelets de néoblastes ont recristallisé le long du plan de macle. Le coeur de ces phénocristaux est microperthitique. Les exsolutions de plagioclase y ont la forme de gouttelettes ou de taches. Une couronne de plagioclase d'exsolution est localement développée en bordure des phénocristaux. La matrice est grenue et la taille des grains varie de moyenne à grossière. Elle se compose surtout de cristaux xénomorphes de plagioclase et de quartz, et de ferromagnésiens. Le plagioclase est de l'oligoclase et sa taille varie de 0,1 à 5,0 mm. Les petits grains recristallisés ont une forme polygonale et des bordures droites, alors que les grains grossiers sont xénomorphes et ont des bordures lobées. Les dislocations internes sont fréquentes dans les grains les plus grossiers. Le quartz forme des plages améboïdes de plusieurs centimètres de diamètre. Ces plages montrent de fréquentes dislocations internes qui ont permis localement le développement de subgrains. L'allongement des plages de quartz est parallèle à celui des feldspaths. L'indice de coloration est généralement inférieur à 10%. Les minéraux foncés forment des agrégats de cristaux ou des lentilles de forme allongée. Les assemblages de minéraux foncés suivants ont été observés: biotite; biotite et hornblende; biotite et muscovite.

Dans toutes les roches, le sphène, le zircon, l'apatite et la magnétite sont présents en quantités accessoires.

La biotite est hypidiomorphe ou idiomorphe. Elle est fortement colorée dans les teintes de vert ou de brun. Fréquemment, elle est interfoliée avec une chlorite verte. La hornblende verte est hypidiomorphe ou xénomorphe. Souvent, elle montre des indices de résorption ou bien elle est pseudomorphosée par la biotite ou la chlorite. La muscovite forme des feuillets isolés ou interfoliés avec la biotite. Une autre variété de muscovite, probablement d'origine secondaire, forme des accroissements à grain fin sur les cristaux de plagioclase. La présence de muscovite primaire dans certains de ces granites suggère qu'ils sont en partie dérivés de l'ultramétamorphisme de séquence métasédimentaire; de ce fait, ce sont des granites de type «S» (White & Chappell, 1977).

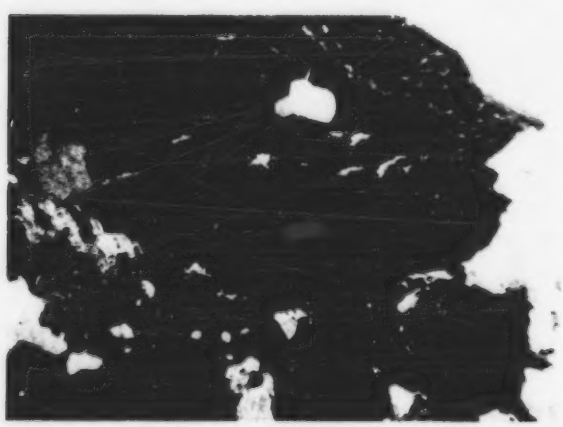


FIGURE 17 — Photomicrographie de la microtexture en mortier du granite porphyroïde (unité 15). Lobe nord du massif du lac de l'Île au Castor (2,5 X; lumière polarisée).

Ensemble d'âge V

GABBRO ET DIABASE (UNITÉ 16)

Plusieurs dykes de gabbro non métamorphisés ont été rencontrés dans la région de Saint-Augustin. Le plus important de ces dykes a été mis en place dans une fracture d'orientation générale N10°E, s'étendant du passage Fournier jusqu'à la frontière du Labrador. La présence de gabbro a été observée en plusieurs endroits le long de ce linéament. L'étude des photographies aériennes permet de croire que ces différents amas de gabbro appartiennent à un même dyke géant mis en place dans une ancienne fracture. Le linéament lui-même représente la trace d'une faille, antérieure au dyke, à mouvement apparent senestre. Les contacts du dyke n'ont pas été observés.

Plusieurs dykes de diabase plus petits (non montrés sur la carte) ayant des épaisseurs d'ordre métrique ont également été observés. Leurs directions sont subparallèles à celle du dyke géant. Ils montrent une zone de trempe à grain très fin au contact de l'encaissant. Ces dykes, quelle que soit leur taille, se caractérisent par un relief négatif. En affleurement, la roche montre une couleur allant du vert au brunâtre. La taille des grains varie de fine à grossière.

Selon Davies (1965), le dyke géant est un intrusif différencié dont la composition varie de celle d'un gabbro à celle d'une syénite. La syénite forme des veines et des amas interstitiels à la phase gabbroïque du dyke.

Une datation au Rb/Sr (Davies, 1968), effectuée sur une biotite de la phase gabbroïque du dyke, donne un âge de 450 millions d'années (Ordovicien).

Pétrographie

L'échantillon examiné est un leucogabbro à olivine provenant de l'estuaire de la rivière Saint-Augustin. La roche montre une microtexture subophitique. La taille des grains varie de moyenne à grossière. Le plagioclase est le minéral le plus abondant et il forme des lattes idiomorphes zonées de 2 à 10 mm de longueur. Le coeur des cristaux est du labrador (An_{70}). Les minéraux foncés occupent les espaces interstitiels entre les lattes de plagioclase. L'augite est le ferromagnésien le plus abondant. Elle forme des cristaux hypidiomorphes, fréquemment chloritisés, de 1,0 mm de diamètre en moyenne. L'olivine est une constituante mineure et elle forme des cristaux hypidiomorphes, fortement serpentinisés, de taille submillimétrique. La magnétite forme des plages xénomorphes et des associations symplectiques avec la biotite. La biotite représente une phase de cristallisation tardive. Elle forme des cristaux hypidiomorphes, de couleur brune ou verte, en croissance secondaire sur l'augite ou en croissance symplectique avec la magnétite. L'apatite est présente en inclusions dans le plagioclase.

Géochronologie relative

Comme on l'a mentionné plus tôt, les essaims de dykes basiques ainsi que les mobilisats métamorphiques ont été utilisés comme marqueurs pour définir les relations chronologiques à l'intérieur du complexe gneissique. L'un des buts de la présente étude est de définir plus précisément l'évolution tectonique et métamorphique des gneiss. La méthode utilisée découle directement des travaux de Sederholm (1967), Wegmann (1963) et Watterson (1965 et 1968). Owen (1981) utilisa une méthode similaire dans son étude des gneiss migmatitiques de la région de Chicoutimi.

Les principes généraux permettant d'établir la chronologie des événements géologiques par les recoupements sont énumérés ci-dessous. Il est à noter que le terme «dyke» est ici employé au sens large. Il peut inclure, en plus des dykes *sensu stricto*, des roches originellement mises en place comme dykes, sills ou petits stocks (diamètre de quelques dizaines de mètres au maximum).

1- La présence d'un dyke ou d'un essaim de dykes dans un encaissant donné certifie l'âge plus ancien de l'encaissant.

2- L'absence systématique de ces dykes dans des affleurements d'un autre type de roche situés dans le même secteur d'étude suggère que ce type de roche a un âge plus jeune que les dykes.

3- Lorsqu'il y a recoupement entre dykes, le dyke recoupé — et l'essaim auquel il appartient — est plus ancien que le dyke — ou l'essaim — qui recoupe.

4- Un dyke ou un essaim de dykes qui montre une plus grande complexité structurale peut être considéré comme étant plus ancien qu'un dyke ou un essaim de complexité structurale moindre si tous les autres paramètres sont égaux.

5- Toute déformation ayant affecté un dyke après sa cristallisation affecte également son encaissant, même si les évidences de cette déformation ne sont pas visibles dans l'encaissant à cause de la recristallisation ou de toute autre raison.

6- Les dykes, parce qu'ils constituent des hétérogénéités dans une roche souvent autrement homogène, sont de bons marqueurs de déformation et de style structural.

7- Le comportement mécanique du dyke et sa minéralogie reflètent ses conditions de mise en place, de métamorphisme et de déformation.

Métabasites

Les roches du complexe gneissique sont recoupées par des dykes basiques ou intermédiaires, déformés et métamorphisés. L'étude systématique de ces dykes permet de définir un certain nombre d'essaims. On a également reconnu quelques dykes de type isolé, dont l'appartenance à un essaim n'a pu être précisée. L'étendue géographique et l'abondance volumétrique varient d'un essaim à l'autre. Généralement, les métabasites sont d'importance volumétrique trop faible pour être montrées sur la carte accompagnant ce rapport.

Les dykes et les mobilisats sont désignés par un chiffre romain (I, II, III, etc.) désignant l'ensemble lithologique et structural auquel ils appartiennent et, s'il y a lieu, par une lettre (a ou b) qui désigne leur ordre de mise en place au sein de cet ensemble.

DYKES I

Les dykes I ne constituent pas à proprement parler un essaim, leur présence étant beaucoup trop limitée. Ils n'ont été signalés qu'en de rares occasions dans les roches d'âge I, soit les paragneiss (unités 2, 3 et 4) et les gneiss charnockitiques (unité 6). Leur âge relatif ne peut être établi avec certitude que lorsqu'on peut les comparer avec des dykes IIa adjacents. Les dykes I montrent alors une plus grande complexité structurale que les dykes IIa (figure 18). Autrement, la composition des deux essaims est fort semblable. En affleurement, les dykes I ont une couleur noir grisâtre ou brun cassonade. Ils forment des bandes lenticulaires concordantes, fortement plissées, au sein des roches d'âge I. Leur rareté n'a pas permis de les échantillonner et d'en donner ici une description pétrographique complète. Ce sont des roches mélanocrates, à grain moyen, relativement équigranulaire, dont les principaux minéraux sont des pyroxènes, de la hornblende et du plagioclase.

DYKES IIa

Les dykes IIa constituent l'essaim dont l'abondance volumétrique et l'étendue géographique sont les plus considérables. Ils ont été observés fréquemment, partout dans la région étudiée. Les dykes IIa recoupent les roches d'âges I et II.

En affleurement, les dykes IIa se présentent sous forme de masses lenticulaires concordantes, d'épaisseur centimétrique à métrique. Des dykes d'épaisseur

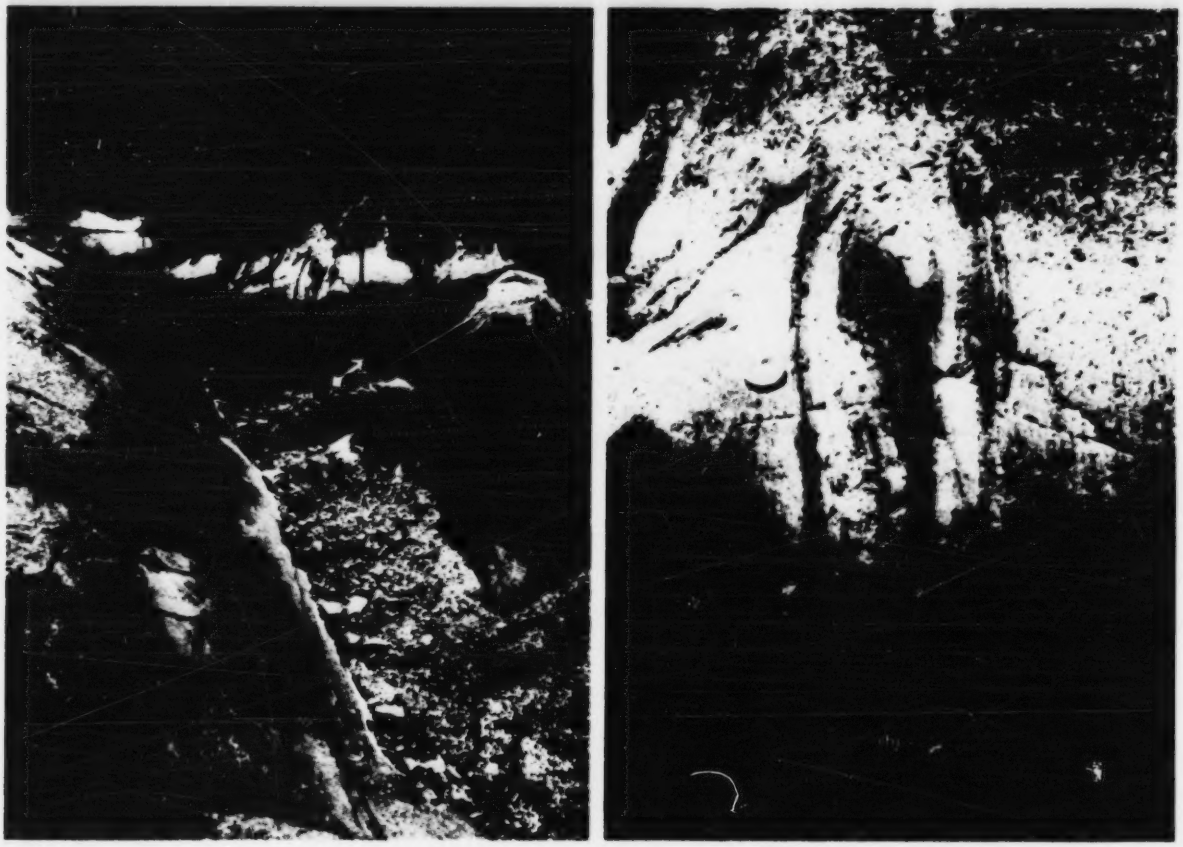


FIGURE 18 — Gneiss charnockitique (unité 6). Complexité structurale comparative d'un dyke IIA (en a) et d'un dyke I (en b). Petit Rigolet.

plus considérable ont été rencontrés en quelques endroits. À cause de l'intense déformation de ces dykes, leurs marges ont subi une rotation et ont été rendues parallèles à la schistosité. Là où des plis isoclinaux P_2 sont observés dans les dykes IIa, la gneissosité recoupe la charnière du pli en position de plan axial (figure 19). La roche montre une couleur noir grisâtre en surface fraîche et noir brunâtre en surface altérée. Elle est le plus souvent de composition homogène, bien que plusieurs types de ségrégations leucocrates soient localement observés. Une certaine zonation est observable en bordure des dykes, au contact de l'encaissant.

Pétrographie

Les dykes IIa ont la composition d'une amphibolite à pyroxène. La microtexture de la roche est granoblastique ou nématoblastique subéquigranulaire (figure 20). Les grains ont une taille qui varie de fine à moyenne. Ils ont des formes polygonales ou subpolygonales et des bordures droites à courbes. L'indice de coloration est élevé: il varie de 40 à 75%. La minéralogie est relativement constante. Le plagioclase (andésine) et la hornblende verte sont les phases les plus abondantes. L'orthopyroxène (hypersthène) et la biotite brune sont toujours présents. Des clinopyroxènes (augite ou salite) se retrouvent fréquemment. Le sphène, l'apatite et la magnétite sont des minéraux accessoires qui constituent moins de 5% du volume total de la roche. De faibles quantités de quartz ont été vues en quelques occasions. Aucune trace de grenat ne fut observée. Le plagioclase est de l'andésine non zonée (An_{42} en moyenne). Des compositions plus calciques que An_{50} sont exceptionnelles. Les grains de plagioclase sont polygonaux et non orientés. Les cristaux de hornblende et de biotite ont un fort degré d'orientation préférentielle. Les structures définies par ces minéraux sont parallèles aux structures de l'encaissant. Cela suggère que l'injection des dykes a précédé la déformation et que les deux roches ont été déformées ensemble. Les pyroxènes forment des grains polygonaux non orientés.

DYKES IIb

Les dykes IIb sont des roches mésocrates à mélanocrates, de composition intermédiaire (figure 21).

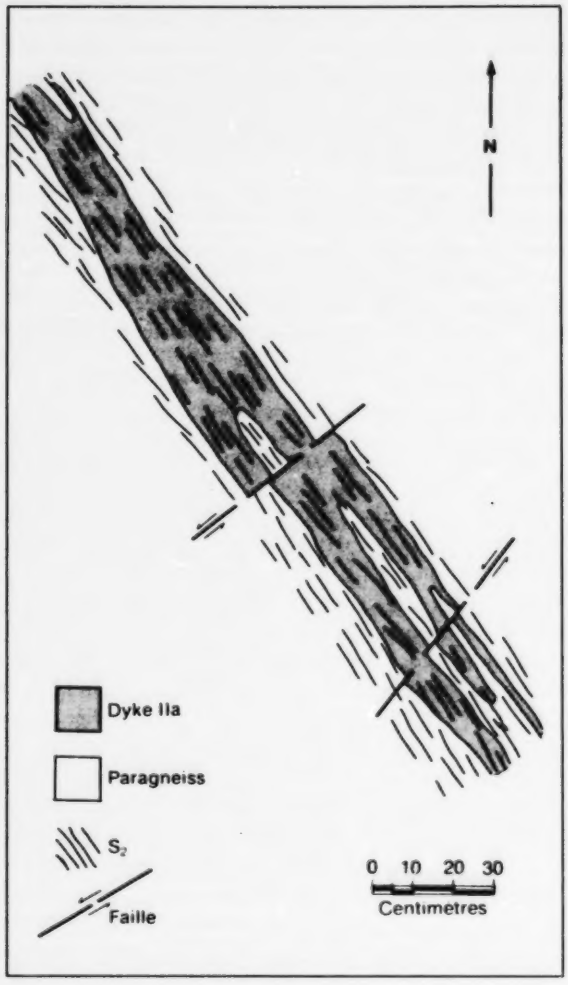


FIGURE 19 — Dyke IIa affecté par le plissement P_2 et par la foliation de plan axial S_2. Baie Saint-Augustin.

FIGURE 20 — Photomicrographie de la microtexture nématoblastique d'un dyke d'amphibolite IIa (2,5 X; lumière polarisée).

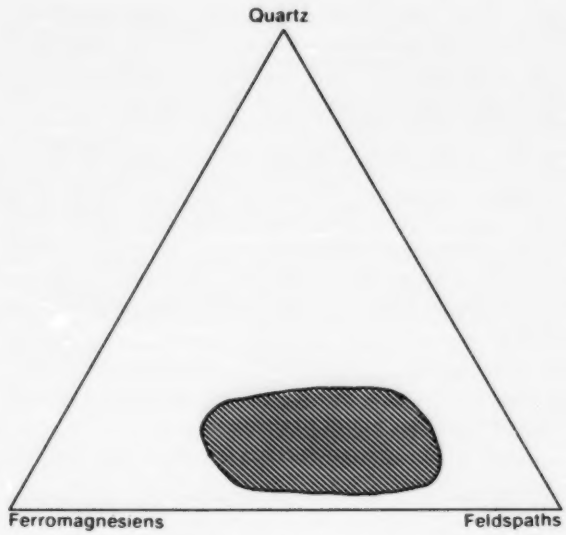


FIGURE 21 — Composition modale des dykes IIb.

Les variétés dioritiques et monzonitiques sont les plus fréquentes.

Cet essaim, tout comme l'essaim IIa, se retrouve exclusivement dans les roches d'âges I et II. À la différence des dykes IIa, la mise en place des dykes IIb est tardive par rapport à l'épisode de déformation D_2 qui plisse (plis isoclinaux) les dykes IIa. On a en effet observé un recoupement entre un dyke IIa plissé de façon isoclinale et un boudin de dyke IIb n'ayant subi qu'une très légère rotation (figure 22). Toutefois, le degré de rotation est, de façon générale, nettement

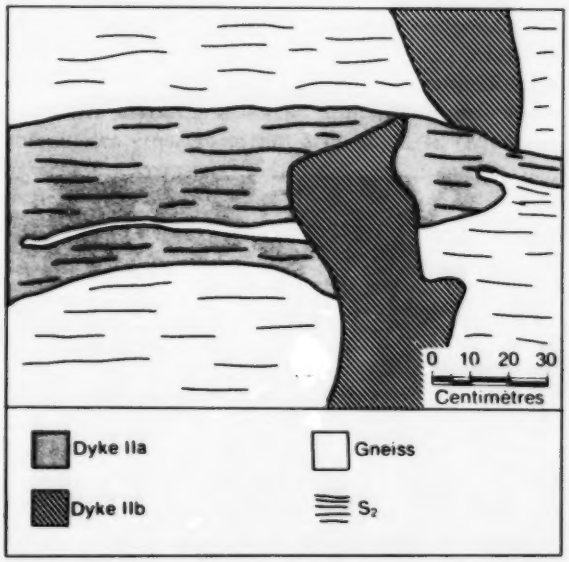


FIGURE 22 — Recoupement entre un dyke IIa plissé de façon isoclinale et un dyke IIb n'ayant subi qu'une très légère rotation.

plus grand. Cet essaim a été observé presque exclusivement à l'est du village de Saint-Augustin. Son étendue géographique, tout comme son abondance, est plus restreinte que celle de l'essaim précédent.

Les dykes IIb forment des masses discontinues et boudinées d'épaisseur décimétrique à métrique. Leurs contacts recoupent la foliation S_2 de l'encaissant selon un angle généralement faible. Les dykes sont eux-mêmes faiblement foliés. La foliation y est subparallèle aux contacts et elle peut être légèrement oblique par rapport à celle de l'encaissant. Ces constatations sont caractéristiques de dykes mis en place dans un environnement en compression (Wegmann, 1963).

En affleurement, la roche montre une composition homogène et les grains varient de fins à moyens. Elle a une couleur grise en surface fraîche et gris rosé en surface altérée.

Pétrographie

La roche a une microtexture granoblastique inéquigranulaire (figure 23). La foliation y est faiblement développée. Les grains ont des bordures lobées. L'indice de coloration varie de 15 à 55%. Les minéraux sont essentiellement du plagioclase, du feldspath, du quartz, de la hornblende et de la biotite. La magnétite, le sphène et l'apatite sont des minéraux accessoires communs. Le plagioclase est de l'oligoclase calcique (An_{23-27}). Il forme des grains xénomorphes à bordures lobées, dont le diamètre varie de 0,1 à 1,0 mm. Des exsolutions de microline (micro-antiperthite) ont été observées dans quelques échantillons. Le feldspath est une microperthite ou une mésoperthite. Le quadrillage caractéristique du microcline n'a pas été observé; le feldspath est soit de l'orthose, soit du microcline à macles cryptiques. La forme et la taille des grains sont semblables à celles du plagioclase. Le plagioclase forme des plages xénomorphes à extinction ondulante. Sa taille dépasse rarement 0,5 mm. La hornblende se présente en petits cristaux isolés, hypidiomorphes, à pléochroïsme prononcé dans les teintes de vert. On observe localement une pseudomorphose partielle de la hornblende par la biotite ou la chlorite. Les cristaux de hornblende ne montrent aucune orientation préférentielle. La biotite brune forme des cristaux hypidiomorphes disséminés ayant de 0,2 à 1,0 mm de longueur. Elle montre un faible degré d'orientation préférentielle. Une légère chloritisation est commune. La magnétite forme des plages xénomorphes à grain fin entourées d'une couronne partielle de leucoxène. L'apatite est présente en inclusions dans le plagioclase.

DYKES IIIa

Les dykes IIIa recoupent toutes les roches d'âges I, II et III. Le gneiss dioritique, qui constitue dans la région de Blanc-Sablon (carte 12/P) l'équivalent stratigraphique des dykes IIb, est également recoupé par cet essaim.

Les dykes IIIa se présentent sous forme de masses, de Saint-Augustin proprement dite. Comme on l'a mentionné plus haut, ils affleurent dans la région de Blanc-Sablon et ils sont particulièrement abondants à proximité de la limite est de la région étudiée, près des villages de Old Fort Bay et de Middle Bay. Il n'est donc pas impossible qu'ils soient présents dans notre région. On en donne ici une brève description.

Les dykes IIIa se présentent sous forme de masses, de dykes et de sills lenticulaires, de dimensions métriques à décamétriques (figure 24). Leurs contacts sont francs et exempts de zone de trempe. On y remarque la présence d'une faible foliation oblique par rapport aux contacts du dyke et subparallèle à la foliation de l'encaissant. La roche a une couleur noire ou gris foncé, tant en surface fraîche qu'en surface altérée. Sa composition est celle d'une amphibolite et elle montre un aspect oeillé caractéristique, dû à la pré-

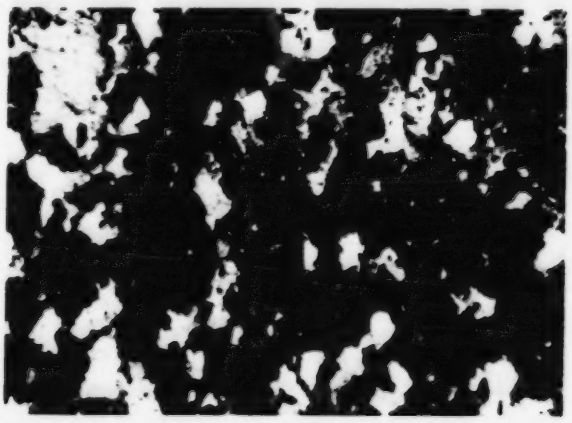


FIGURE 23 — Photomicrographie de la microtexture granoblastique inéquigranulaire d'un dyke IIb (2,5 X; lumière polarisée).

FIGURE 24 — Dykes d'amphibolite IIIa. Baie de Brador.

sence d'yeux polycristallins de plagioclase de forme ellipsoïdale aplatie. La dimension des yeux atteint 6 cm. Ils sont allongés dans le plan de foliation. La mesure de leurs axes dimensionnels donne des rapports de 4,04:2,46:1 pour un facteur d'aplatissement moyen de 3,15:1.

Pétrographie

La roche a une microtexture nématoblastique oeillée. Les yeux sont constitués de multiples cristaux polygonaux et subéquigranulaires de plagioclase (An_{26-39}). Les grains montrent fréquemment des plans de macles courbés et disloqués. La matrice est mélanocrate. Elle se compose essentiellement de hornblende verte, de plagioclase et de biotite, et de quantités accessoires de magnétite et d'apatite. Les minéraux de la matrice sont xénomorphes et ont des bordures lobées. La hornblende forme des grains hypidiomorphes de 0,1 à 2,0 mm de diamètre. Elle montre un pléochroïsme allant du vert jaunâtre au vert olive. Le plagioclase forme des grains xénomorphes et subéquigranulaires d'environ 0,5 mm de diamètre. Les inclusions d'apatite y sont fréquentes. La composition du plagioclase de la matrice est semblable à celle des yeux de plagioclase. La biotite brune forme des grains hypidiomorphes de 0,1 à 4,0 mm de diamètre. Son pléochroïsme varie de brun jaunâtre pâle à brun rougeâtre foncé. Les gros grains montrent des inclusions globulaires de plagioclase.

La texture de la roche résulte vraisemblablement de la recristallisation dynamique d'un porphyre intrusif basique à plagioclase. La déformation a transformé les phénocristaux en un agrégat polygranulaire de plagioclase.

DYKES IIIb

Les dykes IIIb sont les masses de métagabbro décrites à la section traitant du métagabbro (unité 10).

DYKES Va

La famille des dykes Va comprend le dyke de gabbro géant situé au nord de Saint-Augustin ainsi que les autres dykes de gabbro et de diabase associés. Ces dykes sont décrits à la section «Gabbro et diabase (unité 16)».

DYKES Vb

La famille des dykes Vb comprend les dykes de lamprophyre associés au complexe alcalin de Baie-des-Moutons. Ces dykes ont été rencontrés exclusivement à l'ouest de Saint-Augustin. Les dykes appartenant à ce groupe sont décrits en détail par Gerencher (1968) et par Lalonde (1981).

Migmatites

À l'exception de certaines roches, telles les quartzites et les gneiss calco-silicatés, dont la composition ne permet pas la formation de migmatites, toutes les roches du complexe gneissique (roches d'âges I, II et III) sont migmatitisées. L'étude systématique de ces migmatites a permis de distinguer plusieurs générations de mobilisats ou de ségrégations leucocrates, qui représentent, croit-on, des événements distincts. Ces mobilisats, tout comme les dykes basiques décrits précédemment, ont une complexité structurale qui augmente en fonction de leur ancienneté, c'est-à-dire que les mobilisats les plus anciens montrent la plus grande complexité structurale. Il est donc possible de mettre en corrélation l'évolution métamorphique (migmatites polyphasées), tectonique (déformations polyphasées) et magmatique (mise en place de dykes basiques et de plutons) des gneiss pour en arriver à un modèle cohérent. Ce modèle sera discuté aux chapitres suivants. La présente section décrit les différents types de migmatites observés, ainsi que leurs interrelations. On y discute aussi des processus possibles de migmatitisation ainsi que des évidences qui favorisent l'un ou l'autre de ces processus.

Les différents mobilisats sont désignés par un chiffre romain (I, II, III, etc.), qui désigne à la fois leur ordre de mise en place et l'événement métamorphique (migmatitisation) auquel ils appartiennent. Ces phases de migmatitisation définissent la limite supérieure des divers ensembles lithologiques et structuraux. Ainsi, les roches d'âge I sont celles qui ont subi la migmatitisation I ainsi que les migmatitisations subséquentes; les roches d'âge II ont subi la migmatitisation II, etc.

On a identifié un certain nombre de mobilisats dans les roches basiques. Toutefois, dans un but de concision, ni la nature ni l'origine de ces mobilisats ne seront discutées dans le présent rapport. Pour obtenir des renseignements à ce sujet, le lecteur se référera à Lavergne (1984). Seuls les mobilisats des roches felsiques font l'objet de la discussion qui suit.

PROCESSUS POSSIBLES DE MIGMATITISATION

Les concepts relatifs à l'origine des migmatites ont évolué considérablement depuis les travaux de Sederholm (1907) et Holmquist (1920), lesquels travaux devaient jeter les bases modernes de la géologie des migmatites. Dietrich (1979) et Owen (1981) font une excellente synthèse de l'historique de ces concepts et de leur évolution. Si aujourd'hui l'on s'entend généralement sur les processus possibles de migmatitisation, il subsiste un fort débat quant à l'importance relative de ces divers processus et la détermination

exacte du processus responsable de la formation d'une migmatite donnée.

Mehnert (1968) donne, des migmatites, la définition suivante:

«Migmatite: Megascopically composite rock of two or more petrographically different parts, one is the country rock in a more of less metamorphic stage, the other is of pegmatitic, aplitic, granitic, or generally plutonitic appearance.»

Une telle définition est strictement descriptive. Elle ne tient pas compte de l'aspect génétique. Elle regroupe des roches qui présentent de fortes similitudes, mais dont les origines sont dissemblables. Des migmatites d'aspect similaire peuvent être formées par des processus différents.

Dans la littérature géologique moderne, on considère que quatre processus principaux sont responsables de la formation de roches d'aspect migmatitique. Ces processus sont: l'anatexie, la ségrégation métamorphique (ou différenciation métamorphique), le métasomatisme externe et l'injection ignée. Les deux premiers sont des processus dits *in situ*, c'est-à-dire des processus opérant en système fermé, sans l'intervention d'une composante extérieure au système. Les deux derniers sont des processus opérant en système ouvert. Il y a alors apport de composantes externes, via un magma ou une solution hydrothermale quelconque.

Anatexie

L'anatexie peut être définie comme étant un processus de remobilisation d'une roche se trouvant précédemment à l'état solide, par le biais d'une fusion totale, partielle ou sélective de ses composantes. Depuis les travaux de Tuttle & Bowen (1958), on sait que des roches de composition granitique peuvent exister sous forme de magmas à des conditions de température et de pression que l'on croit représentatives de celles qui existent dans la croûte inférieure. Winkler (1979) a démontré que la plupart des gneiss communs subissent une fusion considérable à des conditions de température et de pression à peine supérieures de quelques dizaines de degrés Celsius au solidus des granites. Ces conditions sont compatibles avec la majorité des données de température et de pression connues des terrains de migmatites et de roches fortement métamorphisées. Toutefois, ces expériences ne sont valides que pour des conditions où P_{H_2O} est égale à P_{totale} et où l'eau est présente en excès, c'est-à-dire sous forme de vapeur libre. On considère généralement que de telles conditions sont improbables dans la plupart des terrains métamorphiques. À l'opposé, dans des conditions anhydres, le solidus des granites se situe à des conditions beaucoup plus extrêmes, non réalisables dans le contexte du métamorphisme régional (figure 25).

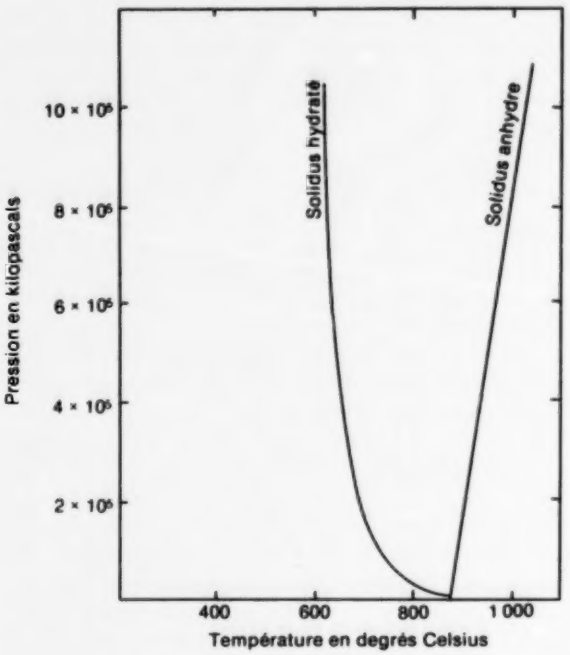


FIGURE 25 — Solidus des roches granitiques en présence d'eau et dans des conditions anhydres* (Winkler, 1979)

Brown & Fyfe (1970) ont suggéré qu'en l'absence d'eau sous forme de vapeur libre, la fusion puisse être induite par le biais de réactions de déshydratation qui libèrent l'eau de structure des minéraux hydratés. Cette possibilité est aujourd'hui considérée comme réaliste par la plupart des auteurs, qui y voient une explication valable de la façon dont l'anatexie peut être induite dans des roches autrement anhydres. Dans des conditions anhydres, la fusion commence lorsque l'eau de structure des minéraux est libérée par une réaction telle que:

$$A + B \rightarrow C + D + H_2O$$

Wyllie (1977) a démontré que le degré de fusion partielle — et donc le volume de liquide produit — est proportionnel à la quantité d'eau disponible pour effectuer cette fusion. Il fournit ainsi une explication valable de la préservation d'anciens mobilisats lors d'événements anatectiques subséquents. Il suffit en effet que la quantité d'eau disponible dans le système diminue — ce qui est vraisemblablement le cas, puisque le métamorphisme entraîne une déshydratation progressive — pour que les résidus d'anciens mobilisats soient préservés lors d'une anatexie subséquente. Une certaine remobilisation est cependant prévisible.

Lors de l'anatexie, les premiers liquides sont produits en bordure des grains, aux contacts entre les différentes phases du système (Mehnert *et al.*, 1973;

* 1 X 10⁵ kilopascals = 1 bar

Busch *et al.*, 1974). Ces liquides migrent par diffusion intergranulaire et forment des coalescences dans les zones de basse pression de la roche. La géométrie des veines ainsi formées dépend de la structure de la roche et de la nature des zones de basse pression. Par exemple, si ces zones de basse pression sont des ouvertures flexurées de la schistosité, une migmatite stromatique (litée) sera générée. Mehnert (1968) a discuté abondamment des différentes structures des migmatites et de leur genèse.

La présence d'un certain volume de liquide anatectique dans une roche diminue sa compétence mécanique et permet la migration (intrusion) d'un certain volume de liquide vers les roches avoisinantes. La «mobilité» est donc un critère qui permet de distinguer les mobilisats anatectiques de ceux produits par ségrégation métamorphique.

On ne peut postuler une origine anatectique pour une migmatite donnée que si son faciès métamorphique est compatible avec une telle origine. Les migmatites d'anatexie sont restreintes au faciès supérieur des amphibolites et à celui des granulites, c'est-à-dire les faciès pour lesquels les conditions de température et de pression dépassent le solidus des granites.

Ségrégation métamorphique

La ségrégation métamorphique est un processus mécanique par lequel des roches d'aspect migmatitique peuvent se former à des conditions subsolidus. Robin (1979) en a donné la définition suivante:

«La ségrégation métamorphique est ici définie comme étant la formation et la croissance de bandes ou de domaines de composition différente au sein d'une roche originellement homogène. Elle peut résulter d'une instabilité qui se crée dans les roches subissant une déformation, lorsque le transfert par diffusion ionique devient important.»

La ségrégation métamorphique se produit lorsque certaines composantes (silice et composantes feldspathiques) de la roche se diffusent plus rapidement que d'autres (micas et ferromagnésiens). La roche résultante a un aspect rubané, avec des lits riches en quartz et en feldspaths qui alternent avec des lits appauvris en ces mêmes composantes. La mobilité du feldspath alcalin et celle du plagioclase sont équivalentes lors de la ségrégation métamorphique.

Injection ignée

L'injection ignée nécessite l'existence d'une source externe de magma et d'un mécanisme de mise en place capable de produire des roches d'aspect migmatitique. Le plus souvent, ce processus a pour résultat la formation d'agmatites (migmatites d'injection d'aspect bréchique). Il peut difficilement être considéré comme un processus se produisant à une échelle régionale. Pour cette raison, on en fait peu mention dans la littérature.

Métasomatisme externe

L'idée selon laquelle les migmatites étaient le produit d'un remplacement lit par lit de la roche hôte, via un fluide métasomatique provenant d'une source profonde, a longtemps été populaire dans la littérature géologique. Une telle source n'a cependant jamais pu être identifiée. Le métasomatisme externe nécessite la soustraction et l'addition de certaines composantes de la roche via un fluide hydrothermal. L'existence de gradients de potentiel chimique contrôle les échanges entre le fluide et la roche hôte. Yardley (1975 et 1978) a expliqué la formation de diverses migmatites par ce processus. Les éléments mobiles (K, Na, Ca, Si et Al) sont ceux qui constituent les mobilisats, ce qui rend plausible un tel mécanisme.

La figure 26 résume les caractéristiques des migmatites produites par ces différents processus et montre comment les distinguer.

MOBILISATS I

Les mobilisats I constituent les plus anciennes ségrégations reconnues dans le complexe gneissique (tableau 2). Elles ne sont présentes que dans les roches d'âge I. Elles ont été reconnues avec certitude dans les paragneiss, et des ségrégations similaires sont présentes dans certains gneiss charnockitiques. La présence des mobilisats I dans ce dernier type de roche n'a cependant pas pu être établie avec certitude. Par conséquent, seuls les mobilisats I des paragneiss seront décrits ci-après.

Les mobilisats I sont des ségrégations quartzo-feldspathiques hololeucocrates à grain fin (figure 27). Ils forment de minces bandes discontinues d'au plus quelques millimètres d'épaisseur. Leur forme planaire constitue la plus vieille structure S_1 identifiable dans les paragneiss, à l'exception bien entendu du litage S_0. Il est difficile de préciser si ce rubanement S_1 correspond à une foliation axiale de plis précoces. Le rubanement S_1 des mobilisats I est généralement parallèle à la foliation dominante des paragneiss. On peut fréquemment observer une faible obliquité entre les deux structures. Souvent, le mobilisat I forme des plis isoclinaux démembrés, intrafoliaux à la foliation dominante du paragneiss. Cette foliation constitue donc une structure plus récente que S_1; nous la nommerons S_2. Cette seconde foliation correspond bien à la surface axiale des plis isoclinaux démembrés des mobilisats I. Nous associons donc ces structures aux plis P_2 et à la déformation D_2.

La composition du mobilisat I varie de tonalitique à granitique. Cette composition semble être subor-

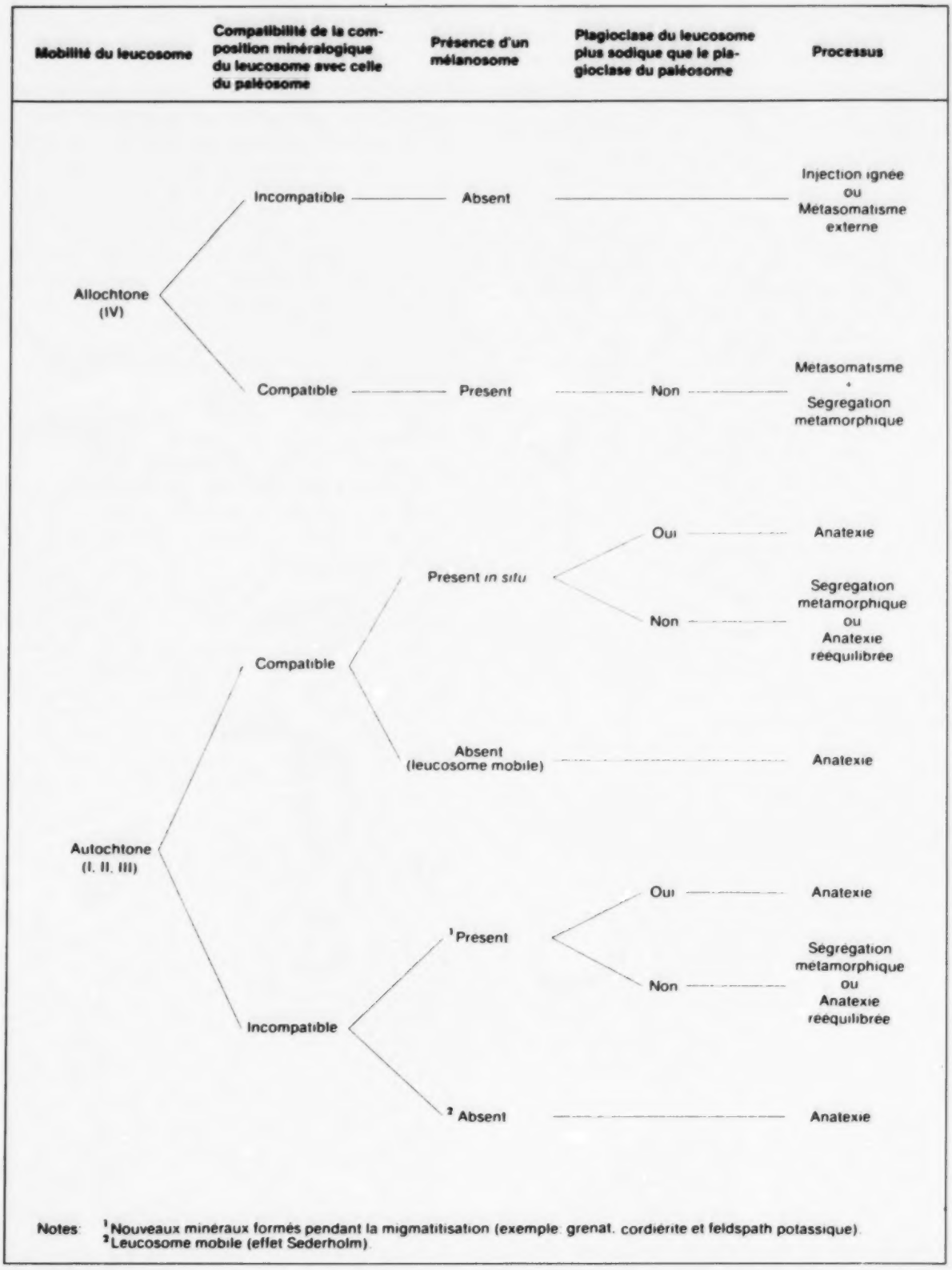


FIGURE 26 — Organigramme résumant les caractéristiques des migmatites produites par divers processus de migmatitisation (adapté de Owen, 1981).

TABLEAU 2 - Synthèse géochronologique des roches de la région de Saint-Augustin

ÂGE	LITHOLOGIE	PHASE D'INTRUSION DES MÉTABASITES (DYKES)	PHASE DE MIGMATITISATION	ÉPISODE DE DÉFORMATION
V	Gabbro et diabase (16)	Va	—	—
IV	Granitoïdes (11 à 15)	—	IV (Grenvillien ?)	D_5
		—	—	D_4
III	Métagabbro (10)	—	III (Elsonien ?)	D_3
		IIIb	—	—
		IIIa	—	—
	Gneiss granitique faiblement folié (9)	—	—	—
II		—	II (Hudsonien ?)	—
		IIb	—	D_2
		IIa	—	—
	Gneiss tonalitique et gneiss granitique rubané (7-8)	—	—	—
I		—	I (Kénoranien ?)	D_1
		I	—	—
	Gneiss charnockitique, gneiss mafique et paragneiss (2-3-4-5-6)	—	—	—

donnée à celle de la roche hôte. Le mobilisat I a une composition granitique dans le gneiss pélitique et une composition tonalitique dans le paragneiss à biotite et hornblende. Le mobilisat est bordé de façon discontinue par un mince mélanosome de moins d'un millimètre d'épaisseur. Souvent, un mésosome de quelques millimètres d'épaisseur est présent à la place du mélanosome. La roche hôte n'est alors que faiblement enrichie en minéraux foncés en bordure du mobilisat.

Pétrographie

Le mobilisat I a une microtexture granoblastique inéquigranulaire (figure 28). Les minéraux sont du microcline, du quartz et du plagioclase. Les grains sont xénomorphes et ont des bordures lobées. La taille des grains du mobilisat est identique à celle des grains du paléosome, soit de 0,8 à 1,2 mm de diamètre en moyenne. Le microcline est microperthitique. Le plagioclase a une composition identique à celle du paléosome. Il est myrmékitique au contact du feld-

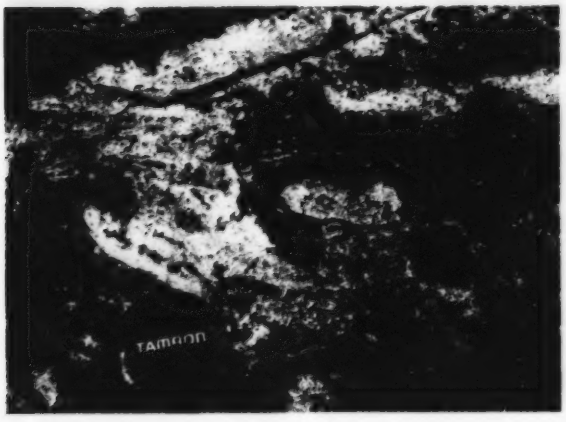


FIGURE 27 — Plissotement intrafolial des mobilisats I (plis P_1) dans du paragneiss à biotite et hornblende (unité 3).

FIGURE 28 — Photomicrographie d'un gneiss pélitique (unité 3). Microtexture du mobilisat I (2,5 X; lumière polarisée).

spath. Le quartz forme des plages améboïdes étirées parallèlement à l'allongement du mobilisat. Il constitue de 20 à 40% du volume de celui-ci. Le reste est constitué de plagioclase et de feldspath. Le ratio plagioclase-feldspath alcalin est semblable à celui du paléosome dans les paragneiss à biotite et hornblende. Dans les gneiss pélitiques, le mobilisat est nettement enrichi en feldspath alcalin par rapport au paléosome.

MOBILISATS II

Les mobilisats II ont été signalés dans toutes les roches d'âges I et II. Dans les gneiss granitiques rubanés et les gneiss tonalitiques, ces mobilisats sont les plus abondants. Ils sont assez abondants dans la plupart des paragneiss, mais moins que les mobilisats III.

Les mobilisats II sont des ségrégations quartzo-feldspathiques hololeucocrates de composition granitique. Les migmatites II sont le plus souvent des migmatites stromatitiques. Les mobilisats II forment des bandes d'épaisseur millimétrique à centimétrique concordantes à la foliation S_2 (figure 29). Ces bandes sont relativement continues, mais montrent fréquemment des structures de boudinage. Un mélanosome de quelques millimètres d'épaisseur borde le mobilisat de part et d'autre. La taille des minéraux du mélanosome est de 1,5 à 2 fois plus grossière que celle de minéraux comparables dans le paléosome. Des apophyses de mobilisats recoupent fréquemment la foliation S_2. Ces apophyses montrent un plissement ptygmatitique (figure 30). Le mélanosome est absent des marges des apophyses. Les mobilisats II recoupent les mobilisats I. Ils s'en distinguent par un grain qui est de 2 à 3 fois plus grossier et par la remarquable constance de leur composition.

Les mobilisats II se sont développés dans des roches préalablement foliées. La foliation agit comme contrôle structural pour la localisation des mobilisats. Dans certains cas, le mobilisat a acquis une mobilité suffisante pour former des apophyses et s'injecter dans les roches avoisinantes.

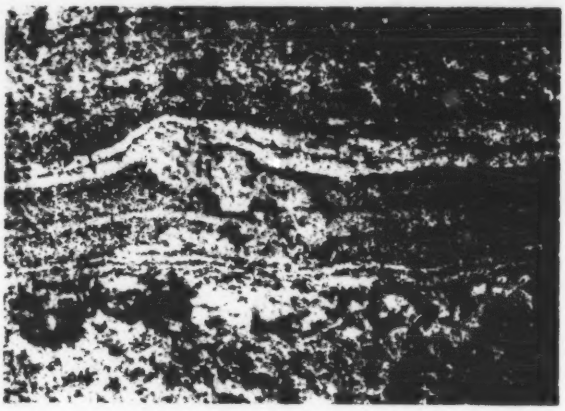


FIGURE 30 — Mobilisat II granitique à structure ptygmatitique recoupant des veines de mobilisat I tonalitique. Évidence de remobilisation. Paragneiss à biotite et hornblende (unité 3).

Pétrographie

Le mobilisat II a une microtexture granoblastique inéquigranulaire (figure 31). La taille des grains est de 2 à 3 fois plus grossière que celle de son paléosome; elle est également moins homogène. Des variations de l'ordre de 0,2 à 4,0 mm sont communes, et la taille moyenne des grains est d'environ 2,0 mm. Les grains sont xénomorphes et ont des bordures lobées.

Le mobilisat II a une composition granitique et il est hololeucocrate. Comparativement aux mobilisats I, les mobilisats II sont légèrement appauvris en quartz et en plagioclase, et enrichis en feldspath alcalin. Le feldspath est du microcline microperthitique

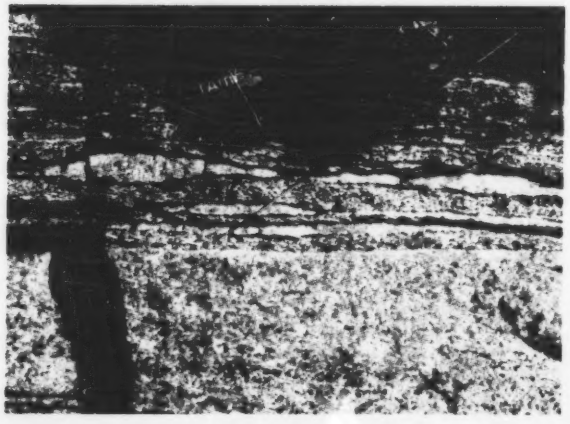


FIGURE 29 — Mobilisat II stromatitique boudiné.

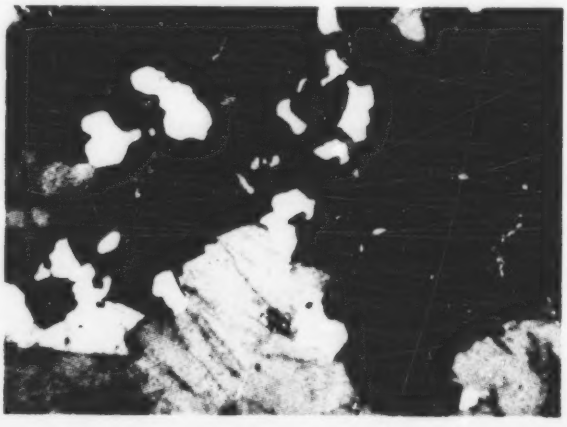


FIGURE 31 — Microtexture granoblastique inéquigranulaire d'un mobilisat II dans un gneiss pélitique (unité 3).

ou mésoperthitique. Le plagioclase n'est généralement pas zoné et montre une composition similaire à celui du paléosome. Occasionnellement, on observe une diminution du plagioclase calcique à la périphérie des cristaux zonés. Le quartz forme des plages améboïdes à extinction ondulante.

MOBILISATS III

Les mobilisats III sont présents dans les roches d'âges II et III. Ce sont des veines granitiques à grain grossier, ressemblant à un pegmatoïde et montrant une grande variété de morphologies et de positions structurales. En général, leur degré de mobilité semble plus grand que celui des mobilisats I et II, cette mobilité se manifestant par une mise en place parautochtone, à quelques mètres de leur lieu de formation. Les bordures des unités de gneiss mafiques (âge I) sont souvent pénétrées de veines de mobilisat III parautochtone sur environ un ou deux mètres à partir de leur contact.

La morphologie des veines de mobilisat III dépend de la structure de la roche hôte. Dans les roches dépourvues d'une forte fabrique planaire, telles les gneiss granitiques faiblement foliés (âge III), le mobilisat III montre une variété de morphologies: poches, veines et amas en araignée sont communs (figure 32). Les structures ptygmatitiques sont communes dans les veines fortement obliques par rapport au grain tectonique général. Dans les roches pourvues d'une foliation bien développée, les veines stromatitiques constituent la structure la plus courante. Les veines ont des épaisseurs variant de quelques centimètres à plusieurs dizaines de centimètres. La taille des grains est de 5 à 10 fois plus grossière que celle de la roche hôte. Les veines sont fréquemment boudinées.

Les autres positions structurales courantes des mobilisats III sont:

— Des ombres de pression situées en bordure des dykes ayant subi une rotation, de même que les espaces inter-boudins entre les boudins de dykes.
— Des plans de cisaillement obliques par rapport à la gneissosité (structure dyktionique).
— Des plans axiaux de plis d'entraînement mégascopiques associés à la déformation III. Ces plis replissent la foliation S_2 et les mobilisats I et II.
— Des fentes de traction en échelons, probablement associées à la déformation III.

Dans certaines roches, on a observé une gradation conjuguée à des recoupements entre les mobilisats II et III. Ce phénomène est interprété comme résultant de la remobilisation partielle des mobilisats II par la migmatitisation III. L'appartenance des deux types de mobilisats à des générations distinctes est prouvée par le fait que de nombreux recoupements entre le mobilisat III non déformé et le mobilisat II déformé ont été observés.

Dans la plupart des roches, la composition du mobilisat III est similaire à celle du mobilisat II. Ils ne se différencient alors que par la taille de leurs grains, leur texture et leur position structurale contrastante. Par contre, dans certaines roches pélitiques et semi-pélitiques, les mobilisats II et III ont des compositions minéralogiques très différentes. À la baie de Jacques-Cartier, le mobilisat III du gneiss pélitique (unité 3) contient des amas de porphyroblastes de cordiérite (figure 33) et de grenat, alors que le mobilisat II en est dépourvu. À Cumberland Pass, le mobilisat III du gneiss semi-pélitique contient des amas de porphyroblastes de grenat (figure 34), alors qu'encore une fois, le mobilisat II en est dépourvu. Ces porphyroblastes ont une croissance contemporaine de la formation du mobilisat III. Cette relation sera utile dans la détermination des conditions de température et de pression de la migmatitisation III (chapitre suivant).

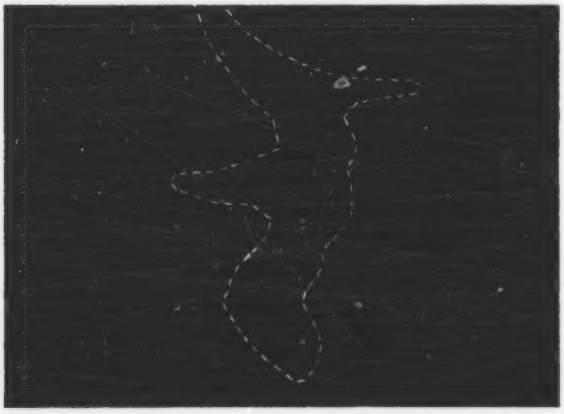


FIGURE 32 — Mobilisat III à morphologie en araignée, en position interboudins. Gneiss pélitique (unité 3) de la baie de Jacques-Cartier.

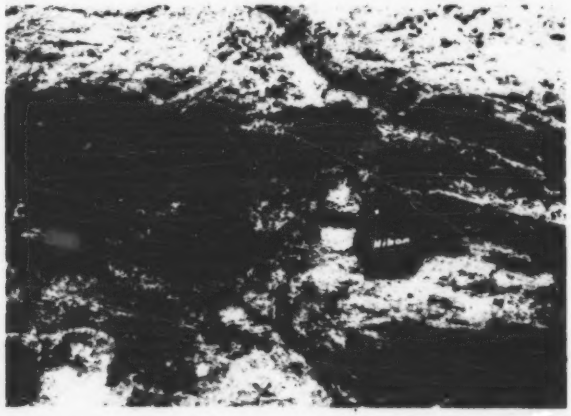


FIGURE 33 — Mobilisat III à porphyroblastes de cordiérite (CD). Gneiss pélitique (unité 3) de la baie de Jacques-Cartier.

FIGURE 34 — Mobilisat III à porphyroblastes de grenat (GR). Gneiss semi-pélitique (unité 3) de Cumberland Pass.

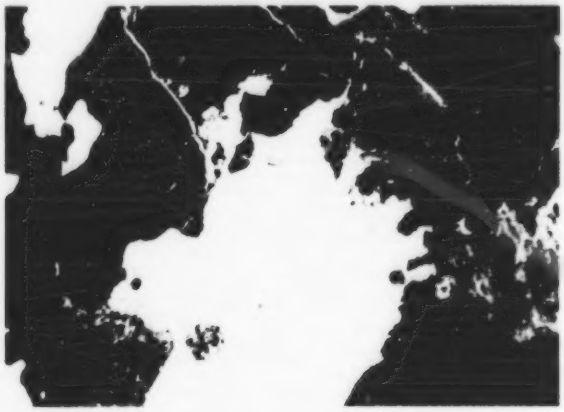


FIGURE 35 — Photomicrographie de la microtexture du mobilisat III. Gneiss pélitique (unité 3).

Un mélanosome de plusieurs millimètres d'épaisseur est présent en bordure du mobilisat III, où il forme des veines stromatitiques ou des amas autochtones. Le mélanosome est généralement absent des bordures des autres types de veines. Les minéraux qui composent ce mélanosome (ferromagnésiens et plagioclase) montrent, à l'exception du plagioclase, une augmentation de taille.

Pétrographie

Le mobilisat III a une microtexture grenue à tendance porphyroïde (figure 35). Les grains sont grossiers et fortement inéquigranulaires. Sa composition est granitique et varie très peu d'un type de roche à un autre. La composition minéralogique est constituée essentiellement de microcline, de quartz et de plagioclase. La cordiérite et le grenat se retrouvent dans les roches pélitiques.

Le microcline est microperthitique ou mésoperthitique. Il forme des cristaux hypidiomorphes dont le diamètre atteint quelques centimètres. La bordure des gros cristaux montre fréquemment une granulation en mortier. Le plagioclase et le quartz sont interstitiels. Le plagioclase forme des grains xénomorphes d'au plus quelques millimètres de diamètre. Sa composition est identique ou légèrement plus calcique que celle du plagioclase du paléosome. Une myrmékite est présente en bordure du plagioclase au contact du feldspath. Le quartz est améboïde. Il forme des plages dont le diamètre atteint quelques centimètres. Les grandes plages de quartz montrent des dislocations internes nombreuses, une faible biaxie et des trains d'inclusions fluides allongées qui ont un aspect de pseudo-clivage.

Lorsque présent, le grenat forme des porphyroblastes isolés ou des amas de porphyroblastes. Les cristaux de grenat ont une forme ovoïde ou améboïde et un diamètre variant de 0,5 à 3,0 cm. Ils contiennent de nombreuses inclusions de quartz et de biotite. Le quartz est globulaire et la biotite montre une certaine résorption.

Dans les roches pélitiques, la cordiérite forme des porphyroblastes isolés ou des amas de porphyroblastes de plusieurs centimètres de diamètre. La cordiérite est fracturée et partiellement altérée en pinite. Certains cristaux contiennent des inclusions de quartz, de sillimanite et de biotite. Ces inclusions ont une importance variable, certains cristaux en étant totalement dépourvus. De petites inclusions de zircon sont également abondantes dans la cordiérite. Elles sont bordées d'une mince auréole métamicte.

MOBILISATS IV

On désigne ici, par mobilisats IV, plusieurs générations de veines pegmatitiques et aplitiques tardives. Ces veines sont présentes indifféremment dans tous les types de roches. Elles sont peu ou pas déformées. Leur composition minéralogique ne semble être reliée en aucune façon à celle de leur roche hôte. Elles sont constituées essentiellement de feldspath, de quartz et de plagioclase. On y rencontre des quantités accessoires de plusieurs minéraux foncés, dont la biotite, la hornblende, l'augite, la magnétite, etc.

Métamorphisme et conditions de migmatitisation

Métamorphisme

L'étude des assemblages minéralogiques et des textures métamorphiques montre que les roches de la région étudiée ont atteint le faciès des granulites. Si l'on fait exception de quelques légères variations apparentes, résultant vraisemblablement de légères différences de composition, le degré de métamorphisme est remarquablement uniforme dans la région.

Les métapélites montrent l'assemblage suivant: biotite — sillimanite — quartz — grenat — cordiérite — plagioclase — feldspath potassique. Cet assemblage est représentatif de l'isograde grenat-cordiérite du faciès des granulites (Winkler, 1979). Les textures observées suggèrent que le grenat et la cordiérite sont formés par la réaction suivante (Thompson, 1982):

Sillimanite + biotite + quartz → grenat + cordiérite + feldspath K + liquide anatectique (1)

Cette réaction correspond à la formation des mobilisats III dans les gneiss pélitiques.

Dans les roches semi-pélitiques, la cordiérite et la sillimanite sont absentes. Les mobilisats III à porphyroblastes de grenat se forment vraisemblablement par la réaction suivante (Thompson, 1982):

Biotite + sillimanite + quartz → grenat + feldspath + liquide anatectique (2)

La réaction (2) se produit à des conditions de température légèrement inférieures à celles de la réaction (1) dans des roches plus riches en Fe (Thompson, 1982).

Dans les roches mafiques, on observe l'assemblage suivant: plagioclase — biotite — hornblende — orthopyroxène — clinopyroxène. Cet assemblage suggère que les conditions de la réaction (3) ont été dépassées (De Waard, 1965):

Hornblende + grenat + quartz → orthopyroxène + plagioclase + H_2O (3)

Dans les roches contenant deux pyroxènes, la réaction (4) a eu lieu (De Waard, 1965):

Hornblende + quartz → orthopyroxène + clinopyroxène + plagioclase + H_2O (4)

Dans les roches de composition granitique, l'assemblage qui suit est stable la plupart du temps: hornblende — biotite — quartz. Il faut supposer que la hornblende des roches granitiques a une composition différente de celle des roches mafiques, de sorte que la réaction (4) n'a pas eu lieu.

Dans les gneiss tonalitiques et dans les paragneiss à biotite et hornblende, on a observé la formation de hornblende et d'hypersthène à partir de la biotite, ce qui suggère les réactions suivantes (Hoschek, 1976):

Biotite + quartz → feldspath K + orthopyroxène + H_2O (5)

Biotite + anorthite + quartz → feldspath + clino-amphibole (6)

Dans ces mêmes roches, le clinopyroxène se forme à partir de la hornblende, selon la réaction suivante (De Waard, 1965):

Hornblende + biotite + quartz → clinopyroxène + feldspath K + plagioclase + H_2O (7)

Les textures observées suggèrent que les réactions (5), (6) et (7) sont contemporaines de la migmatitisation III dans les gneiss tonalitiques et les paragneiss à biotite et hornblende

Conditions de migmatitisation

Suite à la discussion présentée plus tôt, l'auteur conclut que les mobilisats I, II, III et IV représentent des générations successives de ségrégations leucocrates. Toutes les évidences concernant les mobilisats IV suggèrent une origine allochtone par injection ignée pour ces veines. Les mobilisats I, II et III sont des ségrégations autochtones générées *in situ*. L'auteur considère qu'il est impossible qu'un mécanisme hydrothermal ait produit un résultat aussi constant et uniforme partout dans la région étudiée. Les mobilisats II et III montrent des évidences de mobilité — par mobilité, on entend la capacité qu'ont les composantes du mobilisat de migrer à une distance excédant l'ordre de dimension des grains — telles des apophyses et des indices d'injection parautochtone. Les mobilisats I ne montrent pas de telles évidences. Cela peut toutefois être dû au fort taux de déformation de ces veines, laquelle déformation a oblitéré toute évidence de mobilité. La composition des mobilisats II et III est granitique et remarquablement constante, quelle que soit la composition de la roche hôte. La composition du mobilisat I ne montre pas une telle constance. Elle varie de tonalitique à grani-

tique. Le fait que la composition du mobilisat I soit subordonnée à celle de sa roche hôte suggère que ces veines ont été générées, du moins en partie, par ségrégation métamorphique. Dans les roches pélitiques, la composition granitique du mobilisat I est compatible à la fois avec une origine par anatexie et avec une origine par ségrégation métamorphique. Les évidences de mobilité et la constance de leur composition suggèrent que les mobilisats II et III sont le résultat de l'anatexie. La constance de la composition du plagioclase du triplet leucosome — mélanosome — paléosome suggère que les mobilisats ont eu une cristallisation lente et qu'ils ont pu se rééquilibrer avec leur roche hôte. La figure 36 suggère que les mobilisats II et III se sont rééquilibrés à une pression supérieure à $5{,}5 \times 10^5$ kPa.

Les évidences pétrographiques et les évidences de terrain suggèrent que la formation du mobilisat III est contemporaine des conditions de métamorphisme maximum. Les réactions de déshydratation responsables de l'anatexie ont été présentées à la section précédente traitant du métamorphisme.

Les réactions responsables de la formation du mobilisat II ne peuvent être déduites de telles évidences, puisqu'elles sont oblitérées par le métamorphisme. On peut cependant supposer que des réactions de déshydratation se produisant à des conditions de température et de pression inférieures sont responsables de la migmatitisation II. La réaction suivante est susceptible de se produire dans les roches pélitiques (Thompson, 1982):

Muscovite + quartz → biotite + sillimanite + feldspath K + liquide anatectique (8)

Enfin, la présence à l'échelle régionale des minéraux rétrogrades chlorite et séricite suggère un apport d'eau attribuable à la mise en place tardive des dykes d'aplites et de pegmatites (mobilisats IV). Cette rétromorphose s'effectue à des conditions de température inférieures à la limite de stabilité de l'assemblage chlorite — quartz — muscovite que voici (Winkler, 1979):

Chlorite + muscovite + quartz → cordiérite + biotite + andalousite + H_2O (9)

On a également noté la présence de chlorite deutérique et de muscovite dans les granitoïdes. Cela suggère que la mise en place des granitoïdes peut être reliée à la migmatitisation IV, et que cette mise en place s'est effectuée aux conditions métamorphiques du faciès supérieur des schistes verts.

La figure 37 illustre les principales réactions métamorphiques mentionnées (1, 2, 8 et 9) ainsi que les conditions présumées des migmatitisations I, II, III et IV. Il n'est pas possible, toutefois, à partir des évidences recueillies, de préciser davantage les conditions des migmatitisations I et II.

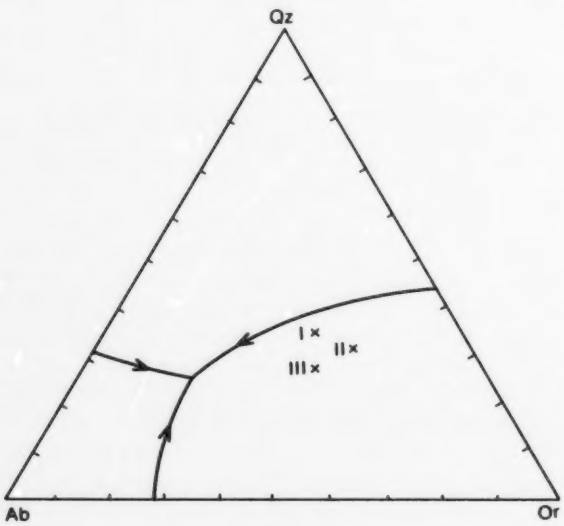


FIGURE 36 — Projection, sur le côté Ab-Or-Qz du tétraèdre des granites à $5{,}5 \times 10^5$ kPa (Winkler, 1979), de la composition pondérée des mobilisats I, II et III des gneiss pélitiques (unité 3).

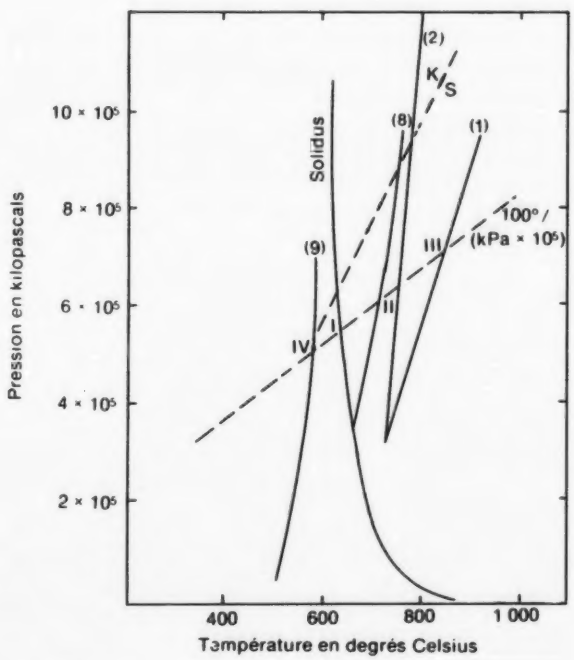


FIGURE 37 — Diagramme pression — température d'équilibre de phases minérales et conditions présumées des migmatitisations I à IV. Dans ce diagramme, les lettres K et S représentent respectivement la kyanite et la sillimanite; de plus, les chiffres entre parenthèses réfèrent aux numéros des équations décrites dans le texte.

Tectonique

La cartographie géologique et l'étude des photographies aériennes ont permis d'arriver à une certaine synthèse de l'évolution tectonique des roches de la région de Saint-Augustin. Il demeure cependant que plusieurs aspects de cette tectonique sont encore incomplètement compris et nécessiteraient des travaux additionnels. L'auteur tient à signaler qu'un mémoire de maîtrise portant sur la tectonique polyphasée du segment oriental de la Province de Grenville est en préparation (Champagne, C., Université du Québec à Chicoutimi). Ce mémoire devrait permettre une meilleure compréhension des styles structuraux qui caractérisent les déformations observées.

Plis et structures associées au plissement

La plus ancienne structure observée est un litage S_0 dans les paragneiss. Ce litage correspond vraisemblablement à la stratification primaire des roches métasédimentaires. Les lentilles du mobilisat I définissent un rubanement S_1 dont la nature est incertaine. Ce rubanement est observé seulement dans les roches d'âge I. On n'a pas pu identifier avec certitude des plis précoces dont la foliation axiale correspond à S_1. De tels plis pourraient être présents dans les dykes I. Il n'est pas exclu que des travaux plus poussés permettent de les découvrir.

Les plus anciens plis reconnus avec certitude sont les plis P_2, qui ont S_2 comme foliation axiale. Ce sont des plis isoclinaux dont les flancs sont souvent démembrés, ne laissant de visible que la charnière. Les dykes IIa et les mobilisats I montrent de tels plis. La foliation S_2 correspond à la gneissosité dominante de la région étudiée. La faible foliation développée dans les dykes IIb et dans les gneiss granitiques faiblement foliés (âge III) est subparallèle à S_2. Il est difficile de préciser si ces deux foliations résultent de déformations distinctes ou du même événement. Une hypothèse plausible est que ces roches ont été mises en place pendant les derniers stades de la déformation D_2 ou que leur foliation résulte de leur mise en place dans un environnement en compression. On n'a pas reconnu d'équivalent régional des plis P_2 observés à l'échelle mésoscopique. Il est probable que ces plis ont été transposés par les déformations subséquentes. Toutefois, le concours d'une phase de déformation précoce, correspondant probablement à P_2, s'avère nécessaire pour expliquer certains patrons de déformation tels que le champignon du lac de la Flèche (D.W. Roy, communication personnelle).

À l'échelle régionale, on a pu observer divers types de patrons d'interférence indiquant une tectonique polyphasée. Des patrons en dômes et bassins, en croissants et champignons, et en crochets ont été identifiés. Ces patrons correspondent aux types 1, 2 et 3 de Ramsay (1967).

Les plus anciens plis observés à l'échelle régionale sont des plis serrés dont la trace axiale a une orientation générale NNW-SSE. Ces plis sont identifiés comme étant des plis P_3, puisqu'ils replissent la foliation S_2. Leurs axes plongent faiblement. On n'a pas identifié de schistosité axiale correspondant à ces plis. Les patrons en croissants et champignons observés au lac de la Flèche pourraient être expliqués par l'interférence des plis P_3 et de plis précoces serrés d'orientation E-W. Ces plis précoces pourraient être les équivalents régionaux des plis P_2.

Les plis P_3 sont replissés par des plis ouverts P_4 dont la trace axiale a une orientation E-W ou WSW-ENE. La superposition des plis P_3 et P_4 donne un patron en dômes et bassins allongés selon un axe NNW-SSW. Ce type de patron suggère que les plis P_4 ont des axes plongeant faiblement et des plans axiaux à fort pendage. Les localités suivantes présentent un patron en dômes et bassins: le lac Napetipi, la rive est du lac Giguère et la région située au nord-ouest du lac Grenouille.

La dernière génération de plis reconnus, soit les plis P_5, correspond à des mégaplis d'entraînement associés à des linéaments d'orientation générale N10°E. Ces plis sont facilement identifiables sur les photographies aériennes. Leur géométrie exacte n'a pas pu être précisée. L'interférence de ces plis et des plis P_3 donne un patron en crochets.

La mise en place tardive des plutons de granitoïdes modifie fortement les patrons structuraux. Les structures associées aux granitoïdes ont été décrites à la section traitant de l'ensemble d'âge IV. La mise en place de ces plutons est de contemporaine à tardive par rapport à la déformation D_5.

Failles et linéaments

On a pu reconnaître dans la région étudiée un grand nombre de structures linéaires correspondant pour la plupart à des failles. Deux groupes de failles principaux peuvent être distingués. Le premier groupe correspond aux failles d'orientation générale N10°E associées aux plis P_5. Les mouvements

apparents observés de part et d'autre de ces failles sont toujours senestres. Les mégaplis d'entraînement associés suggèrent également un mouvement senestre. La trace d'une de ces failles correspond au lieu de mise en place du dyke de gabbro géant de Saint-Augustin.

Le second groupe de failles a une orientation générale N70°E dans la partie est de la région étudiée et une orientation N50°E dans la partie ouest. Ces failles recoupent et décalent les premières. Elles contrôlent largement la morphologie de la côte du Golfe et du détroit de Belle-Isle. On peut supposer que ces failles sont des failles d'effondrement reliées au Graben de Belle-Isle du système de rift du Saint-Laurent (Kumarapeli, 1976). L'âge de ces failles est ordovicien ou plus jeune, puisqu'elles recoupent les dykes de gabbro. Plus à l'est, dans la région de Blanc-Sablon, les roches sédimentaires de la Formation de Brador et du Groupe de Forteau (Cambrien) sont également faillées (Bostock *et al.*, 1983).

Conclusions générales et hypothèses

Les hypothèses avancées par l'auteur quant à la chronostratigraphie et à l'évolution tectonique et métamorphique des roches de la région de Saint-Augustin diffèrent sensiblement des idées généralement admises sur ces sujets. Il ne faut point voir là la volonté de tout chambarder, mais plutôt celle de mettre en lumière la complexité des processus géologiques qu'ont connus les roches de l'est de la Province géologique de Grenville et la nécessité de réaliser des études plus approfondies. Plusieurs problèmes restent encore sans réponse.

Le tableau 2 (page 31) résume les événements tectoniques et métamorphiques concernant les roches de la région de Saint-Augustin.

Les roches d'âge I sont les plus vieilles roches identifiées dans la région étudiée. La relation entre les paragneiss et les gneiss charnockitiques est imprécise. Des enclaves de paragneiss sont présentes à quelques centimètres du contact dans les gneiss charnockitiques, mais sont absentes ailleurs. Ces enclaves sont soit d'origine intrusive, soit d'origine tectonique. L'existence d'une relation intrusive entre ces deux groupes de roches est donc incertaine.

La migmatitisation I et la déformation I affectent les roches d'âge I. La mise en place des roches d'âge II est contemporaine de la migmatitisation I ou suit cette dernière. Il y a évidence qu'une partie des gneiss granitiques rubanés sont en fait des gneiss charnockitiques recristallisés. Si cette recristallisation s'est effectuée à grande échelle, elle modifierait sensiblement l'apparente disproportion volumétrique entre les roches d'âges I et II. La mise en place des dykes IIa traduit une période d'extension crustale majeure. Cet événement a été signalé dans de nombreux autres terrains grenvilliens (Woussen *et al.*, 1983). La mise en place de volumineux essaims de dykes basiques est caractéristique des premiers stades de mise en place des massifs anorthositiques (Emslie, 1975 et 1978). Cette période d'extension crustale fut suivie de la période de déformation majeure D_2. La mise en place des dykes IIb est contemporaine de la déformation D_2. La déformation D_2 fut suivie de la migmatitisation II dans des conditions anatectiques, lesquelles correspondent probablement au faciès supérieur des amphibolites. La mise en place des gneiss granitiques faiblement foliés (âge III) est contemporaine de la migmatitisation II ou suit de peu cette dernière. On peut supposer que ces gneiss granitiques sont dérivés de l'anatexie des roches sous-jacentes. Le métamorphisme a culminé avec la migmatitisation III, contemporaine de la déformation D_3. Les roches du complexe gneissique ont alors recristallisé dans les conditions du faciès des granulites. Le grain tectonique NNW-SSE de la déformation D_3 suggère qu'elle précède l'événement grenvillien, lequel serait représenté par les déformations D_4 et D_5, plus compatibles avec le grain tectonique ENE-SSW caractéristique du Grenville. L'auteur croit que la déformation D_3 et la migmatitisation III représentent des événements pré-grenvilliens. La déformation III peut être due au plissement occasionné par la mise en place du massif anorthositique du Petit Mécatina, situé à l'ouest de la région étudiée. Ce raisonnement suggère un âge elsonien pour la migmatitisation III. Des travaux supplémentaires seraient nécessaires pour confirmer cette hypothèse. L'événement grenvillien proprement dit est représenté dans la région de Saint-Augustin par les déformations D_4 et D_5, par la mise en place des mobilisats IV et par l'intrusion des granitoïdes calco-alcalins. La composition minéralogique de ces granitoïdes — présence de chlorite et de muscovite — suggère que leur mise en place s'est effectuée à un niveau tectonique correspondant aux conditions du faciès supérieur des schistes verts.

Les migmatitisations I et II représentent des événements métamorphiques antérieurs, probablement d'âge kénoréen et d'âge hudsonien respectivement. Des datations radiométriques seraient nécessaires pour confirmer cette hypothèse.

Au moment d'écrire le présent rapport, aucun gisement d'ordre économique n'était connu dans la région de Saint-Augustin et aucun droit minier n'était détenu. Cet état de fait est attribuable autant à l'absence de données géologiques qu'à la prétendue stérilité — probablement à tort — des roches de la Province de Grenville.

L'auteur considère néanmoins que la région recèle un certain potentiel économique et que certains environnements géologiques devraient faire l'objet d'un examen plus approfondi. D'ailleurs, un bon nombre d'indices minéralisés mineurs ont été signalés dans la région de Saint-Augustin. Certains de ces indices étaient connus par des travaux antérieurs. Les autres constituent des découvertes récentes.

Indices minéralisés

Une masse de métagabbro (dykes IIIb) qui affleure dans la partie nord de l'anse de l'Argile est recoupée par une veine de quartz zonée contenant des sulfures massifs. La veine affleure sur une distance de huit mètres et a une largeur moyenne de moins d'un mètre. Une partie de la veine a été dynamitée au cours des dernières années, comme en témoigne la présence sur l'affleurement de blocs anguleux et de débris de toutes sortes. L'analyse pétrographique d'un échantillon de sulfures massifs montre que la veine est essentiellement constituée de quartz, de pyrrhotite et de chalcopyrite. Les sulfures forment des petits filons entre les grains de quartz. La proportion de chalcopyrite atteint 10% et celle de la pyrrhotite atteint 50%. On n'a pas relevé de trace de pentlandite dans la pyrrhotite. Davies (1965a) rapporte des teneurs en Cu atteignant 6,3% et des teneurs en Ni de moins de 0,1%.

D'autres indices mineurs sont associés aux roches mafiques. Deux de ces indices ont été trouvés à la baie Querry. Un autre se trouve dans une baie à l'ouest du havre de l'Aigle. La minéralisation est constituée de niveaux riches en pyrite, en pyrrhotite et en chalcopyrite mineure au sein d'unités de gneiss granulitiques. Aucun de ces indices n'a donné des teneurs en Cu supérieures à 0,2%.

Longley (1944b) et Hale (1962) signalent l'existence d'un indice minéralisé en Cu et en Ni au sud-est du lac Napetipi (indice de la baie des Homards). Les droits miniers de cet indice ont été jadis détenus par un prospecteur du nom de Frank Rand. L'indice est de nature subéconomique et n'a pas fait l'objet d'une exploration plus poussée depuis les travaux de Longley et de Rand. L'indice a été visité au cours de l'été 1982 et son contexte géologique a été réévalué. La zone minéralisée se situe sur le flanc ouest d'une colline surplombant le lac Napetipi. Sa forte oxydation lui donne une couleur ocre, ce qui la rend facilement visible à partir du lac Napetipi.

La roche encaissante de la minéralisation est plissée et forme une structure en bassin (figure 38). La séquence de roches de ce bassin structural comprend, de la base au sommet: un gneiss granitique rubané, un paragneiss à biotite et hornblende et un gneiss mafique. Cette dernière lithologie était originellement décrite par Longley (1944b) comme étant un sill de gabbro mis en place au sommet du bassin. Un réexamen des évidences pétrographiques et structurales suggère plutôt que la roche mafique est un gneiss dont la déformation est contemporaine de celle des roches sous-jacentes. L'intense oxydation de la zone minéralisée rend difficile son observation directe. La zone oxydée recoupe le contact entre le gneiss

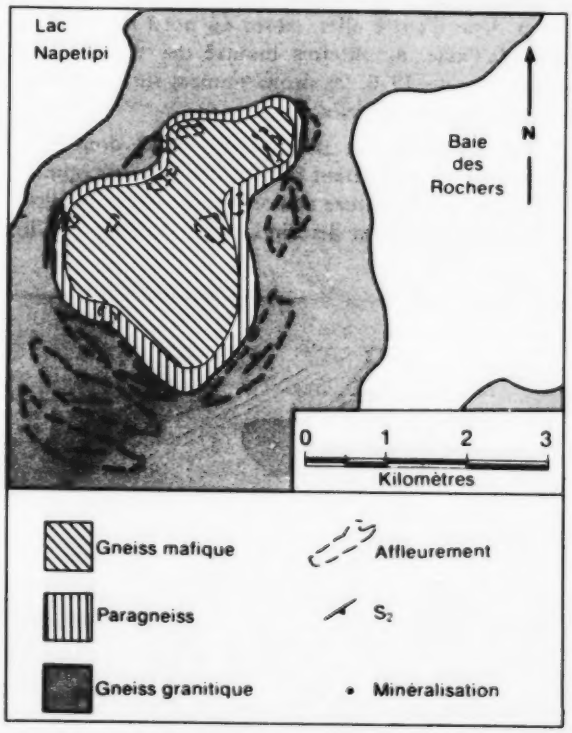


FIGURE 38 — Indice minéralisé en cuivre et en nickel de la baie des Homards (adapté de Hale, 1962).

granulitique et le paragneiss. Longley (1944b) signale des lentilles de pyrite et de pyrrhotite concordantes dans le gneiss mafique. Nous n'avons pas été en mesure d'observer de telles zones. L'origine syngénétique ou épigénétique de la minéralisation n'a pu être précisée. Il est probable, toutefois, qu'une certaine remobilisation ait eu lieu. Les meilleures teneurs atteindraient 0,32% de Cu et 0,28% de Ni (Longley, 1944b).

On a découvert, sur le rivage d'une île de la baie Saint-Augustin, une lentille de sulfures massifs (pyrite-chalcopyrite) de dimensions submétriques (figure 39). La lentille a pour encaissant un gneiss granitique rubané traversé de nombreux boudins de dykes de métadiorite (dykes IIb). Les dykes sont stériles. La relation exacte entre la présence des dykes et la minéralisation n'a pu être précisée. Il convient néanmoins de signaler que le gneiss dioritique de la région de Rivière-Saint-Paul (carte 12/P) contient une minéralisation en pyrite-chalcopyrite et en sphalérite disséminée, et que ce gneiss est stratigraphiquement équivalent aux dykes de métadiorite de la région de Saint-Augustin.

Un relevé radiométrique aéroporté effectué en 1967 par la Grandroy Mines Ltd. suivi d'une reconnaissance au sol en 1968 ont permis de relever un certain nombre de minéralisations radioactives au sud-ouest du village de Saint-Augustin. La plupart de ces minéralisations ne recèlent que des traces de thorium. Une d'entre elles, située au nord de l'île de la Grande Passe, a toutefois montré des traces d'uranium. Depuis 1970, les droits miniers sur ces indices n'ont pas été renouvelés.

Les connaissances très fragmentaires dont nous disposons ne permettent pas de formuler une opinion définitive sur la nature et l'origine de ces minéralisations. Toutefois, les descriptions de Baldwin (1970), conjuguées aux connaissances géologiques nouvellement acquises, permettent une certaine systématisation.

L'indice d'uranium de l'île de la Grande Passe consiste en un remplissage d'un réseau de joints par des veinules d'uraninite. En surface, la zone minéralisée a des dimensions de 1,5 m X 15 m. La roche hôte de la minéralisation est un gneiss de composition granodioritique (unité 7). La zone minéralisée est située tout au plus à quelques centaines de mètres du contact du granite porphyroïde du Petit Rigolet. La relation génétique entre la minéralisation et le granite est difficile à préciser à ce stade-ci des travaux.

La présence de monazite disséminée (thorium) a été observée à une douzaine de sites. Les descriptions de Baldwin (1970) permettent la classification suivante des environnements géologiques associés aux minéralisations:

— Veines de granite porphyroïde et de pegmatite envahissant des paragneiss migmatitiques.
— Ségrégations locales riches en magnétite dans les paragneiss.
— Dissémination à l'intérieur d'un niveau stratigraphique déterminé d'un gneiss quartzo-feldspathique.
— Dissémination dans un granite porphyroïde à grain grossier.
— Association avec des amas de biotite, le long d'un horizon particulier d'un gneiss granitique oeillé.

Deux éléments ressortent de cette classification:

1 - L'existence d'un contrôle stratigraphique de la minéralisation, dont certaines particularités suggèrent une origine sédimentaire: placer fossile ou horizons riches en minéraux lourds.
2 - Une association étroite de la minéralisation aux mobilisats, aux pegmatites et aux roches granitiques.

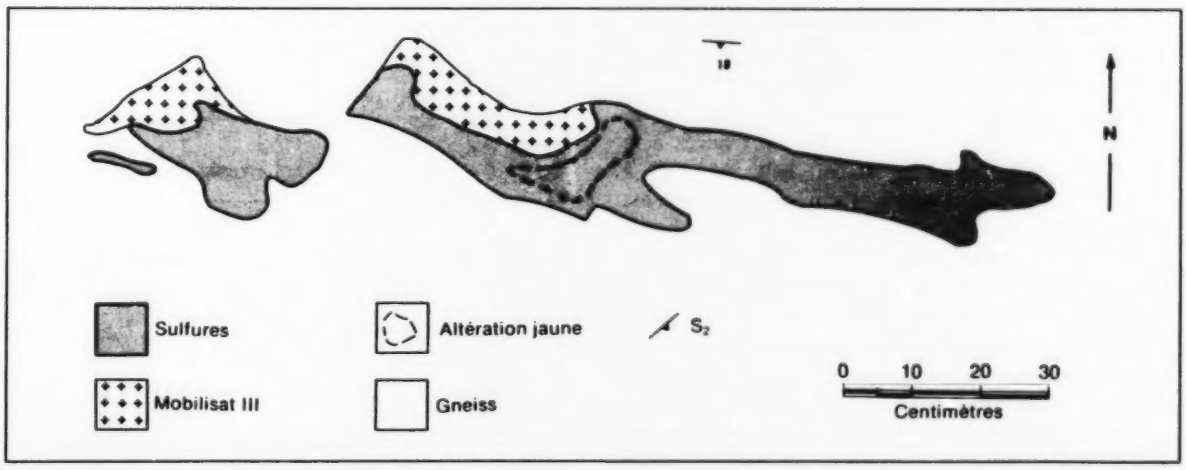


FIGURE 39 — Indice minéralisé en sulfures massifs (pyrite et chalcopyrite) de la baie Saint-Augustin.

Il est intéressant de noter, à ce propos, l'étroite association spatiale existant entre, d'une part, les masses de granite porphyroïde du Petit Rigolet et, d'autre part, la totalité des minéralisations connues en U et en Th. D'autres granites du même type sont connus ailleurs dans la région. Ceux-ci mériteraient certainement un examen plus approfondi.

Contextes géologiques d'intérêt

Un certain nombre de contextes géologiques apparaissent propices à la présence de minéralisations économiques. Les unités de paragneiss (unités 2, 3 et 4) constituent, selon l'auteur, les lithologies les plus susceptibles de receler une minéralisation d'importance. Il y a en effet évidence de la présence de roches d'origine volcanique ou subvolcanique (gneiss mafique) associées au paragneiss. On peut présumer de la présence de minéralisations volcanogènes syngénétiques ou épigénétiques. On connaît, ailleurs dans le Grenville, des minéralisations d'ordre économique associées à un contexte géologique semblable (Montauban et Grandes-Bergeronnes).

Le potentiel économique des granitoïdes calco-alcalins est difficilement évaluable à ce stade-ci des travaux. Les faciès porphyroïdes semblent receler un certain potentiel au niveau des minéraux radioactifs.

Les roches mafiques (gneiss mafique et métagabbro) offrent un potentiel intéressant pour la prospection de gisements de Cu et de Ni d'origine magmatique.

Dans un autre ordre d'idées, les bancs de quartzite les plus purs pourraient constituer une source intéressante de quartz industriel. Enfin, les gneiss pélitiques de la baie de Jacques-Cartier recèlent des quantités phénoménales de cristaux de cordiérite de bonne qualité. Le développement éventuel d'applications industrielles pour ce minéral, surtout au niveau de l'industrie chimique, permettrait l'exploitation économique de ce dépôt.

Références

BALDWIN A.B., 1970 — Uranium and Thorium occurrences on the North Shore of the Gulf of St-Lawrence. CIM Bulletin; Volume 6; pages 699-707.

BASSAGET J.P., 1970a — Géologie de la région de Natashquan, Comté de Duplessis, Québec. Ministère des Richesses naturelles du Québec; RP-582.

_____ 1970b — Géologie de la région de Kégashka, Comté de Duplessis, Québec. Ministère des Richesses naturelles du Québec; RP-597; 18 pages.

_____ 1972 — Géologie de la région du lac Musquaro. Ministère des Richesses naturelles du Québec; GM-27564; 18 pages.

BERGER A.R. — PITCHER W.S., 1972 — Structures in granitic rocks: a commentary and a critique on granite tectonics. Proceedings of the geologists association; Volume 31; pages 441-461.

BOSTOCK H.H. — CUMMINGS L.M. — WILLIAMS H. — SMYTH W.R., 1983 — Geology of the Strait of Belle Isle area, North Western Insular Newfoundland, Southern Labrador, and adjacent Québec. Geological Survey of Canada; Memoir 400; 145 pages.

BOURNE J.H. — ASHTON K.E. — GOULET N. — HELMSTEAD H. — LALONDE A. — NEWMAN P., 1978 — Portion of the Natashquan, Musquaro and Harrington Harbour map sheets. Commission géologique du Canada; étude 78-1, partie A; pages 413-418.

BROWN G.C. — FYFE W.S., 1970 — The production of granitic melts during ultrametamorphism. Contributions to Mineralogy and Petrology; Volume 28; pages 310-318.

BUSCH W. — SCHNEIDER G. — MEHNERT K.R., 1974 — Initial melting at grain boundaries. Part II. Melting in rocks of granodioritic, quartzdioritic, and tonalitic composition. Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.; Volume 8; pages 345-370.

CHAMPAGNE C., (en préparation) — Tectonique polyphasée des gneiss du segment oriental de la Province de Grenville. Mémoire de M.Sc.A.; module des Sciences de la Terre; Université du Québec à Chicoutimi.

DAVIES R., 1963a — Région de Saint-Augustin, Comté de Duplessis, Québec. Ministère des Richesses naturelles du Québec; RP-506.

_____ 1963b — Second interim report on the Saint-Augustin — Ha! Ha! Bay area, Duplessis County, North Shore, Gulf of St-Lawrence. Ministère de l'Énergie et des Ressources; DP-175; 63 pages.

_____ 1965a — Région de Cook-D'Audhebourg, Comté de Duplessis. Ministère des Richesses naturelles du Québec; RP-537.

_____ 1965b — Géologie de la région de Baie-des-Moutons, Comté de Duplessis. Ministère des Richesses naturelles du Québec; RP-543; 15 pages.

_____ 1968 — Geology of the Mutton Bay intrusion and surrounding area, North Shore, Gulf of St-Lawrence, Québec. Unpublished Ph.D. thesis; McGill University, Montréal; 320 pages.

DE PUYJALON, 1899 — Monographie sur les minéraux de la rive nord du Saint-Laurent. Rapport du commissaire de la colonisation et des mines du Québec pour l'année 1898.

DE WAARD D., 1965 — A proposed subdivision of the granulite facies. American Journal of Science; Volume 263; pages 455-461.

DIETRICH R.V., 1979 — History of concepts: Migmatites. *In* History of concepts in Precambrian geology. *Edited by* W.O. Kupsch and W.A.S. Sarjeant. Geological Association of Canada; Special Paper 19.

DIMROTH E. — WOUSSEN G. — ROY D.W., 1981 — Geologic history of the Saguenay region, Quebec (Central granulite terrain of the Grenville province): a working hypothesis. Canadian Journal of Earth Sciences; Volume 18; pages 1506-1522.

EADE K.E., 1962 — Battle Harbour-Cartwright, Coast of Labrador, Newfoundland. Geological Survey of Canada; Geological map 1962-22 (notes marginales).

EMSLIE R.F., 1975 — Nature and origin of anorthositic suite. Geoscience Canada; Volume 97; pages 525-539.

_____ 1978 — Anorthosite massifs, Rapakivi granites and late Proterozoic rifting of North America. Precambrian Research; Volume 7; pages 61-98.

FRANCONI A. — SHARMA K.N.M. — LAURIN A.F., 1975 — Région des rivières Betsiamites et Moisie. Ministère des Richesses naturelles du Québec; RG-162; 149 pages.

GERENCHER J.J.Jr., 1968 — Structural relationships, Petrography, Chemistry and Magnetic Properties of Some Dike Swarms in and around the Mutton Bay Pluton, Quebec. Pennsylvania State University; Department of Geology and Geophysics; M.Sc. thesis; 130 pages.

HALE W.E., 1962 — Geological reconnaissance, Saint-Augustin area, North Shore, Gulf of St-Lawrence. CIM Bulletin; Volume 55, number 601; pages 326-331.

HOLMQUIST P.H., 1920 — On pegmatit palingeneses ock ptygmatish vecknig. GFF; Volume 42; pages 191-213.

HOSCHEK G., 1976 — Melting relations of biotite + plagioclase + quartz. Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.; H.2; pages 79-93.

KUMARAPELI P.S., 1976 — The St-Lawrence rift system, related metallogeny and plate tectonic models of Appalachian evolution. *In* Metallogeny and Plate Tectonics. *Edited by* D.F. Strong. Geological Association of Canada; Special Paper 14; pages 301-320.

LALONDE A.E., 1981 — The Baie des Moutons syenitic complex, La Tabatière, Québec. M. Sc thesis; Department of geological sciences; McGill University; 163 pages.

LAURIN A.F. — SHARMA K.N.M., 1975 — Région des rivières Mistassini, Péribonka et Saguenay. Ministère des Richesses naturelles du Québec; RG-161; 89 pages.

LAVERGNE G., 1984 — Région de Saint-Augustin, Basse-Côte-Nord. Ministère de l'Énergie et des Ressources; DP 84-16.

LAVERGNE G. — PERREAULT S. — ROY D.W. — MARTIGNOLE J., 1983 — Reconnaissance géologique de la partie est du segment gneissique oriental de la province de Grenville. Soumis pour publication au Journal Canadien des Sciences de la Terre.

LONGLEY W.W., 1944a — Aguanish River to Lobster Bay, North Shore of the Gulf of St-Lawrence. Ministère des Mines du Québec; rapport spécial.

_____ 1944b — Lobster Bay nickel prospect. Ministère des Mines du Québec; rapport spécial.

MARTIGNOLE, J. — SCHRIJVER, K., 1970 — Tectonic setting and evolution of the Morin Anorthosite, Grenville province, Québec. Bulletin de la Commission géologique de Finlande; volume 42; pages 165-209.

MEHNERT K.R., 1968 — Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier Publishing Co.; Copenhagen; 393 pages.

MEHNERT K.R. — BUSCH W. — SCHNEIDER G., 1973 — Initial melting at grain boundaries of quartz and feldspar in gneisses and granulites. Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.; Volume 4; pages 165-183.

OWEN J.V. 1981 — Petrography of leucocratic segregations in the migmatitic old gneiss complex east of Chicoutimi, Québec. Mémoire de M.Sc.A.; module des Sciences de la Terre; Université du Québec à Chicoutimi; 172 pages.

RAMBERG H., 1967 — Gravity, deformation and the earth crust. Academic Press; London; 214 pages.

RAMSAY J.G., 1967 — Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill; 568 pages.

ROBIN P.Y., 1979 — Theory of metamorphic segregation and related processes. Geochimica et Cosmochimica Acta; Volume 43; pages 1 587-1 600.

RONDOT J., 1978 — Région de Saint-Maurice. Ministère des Richesses naturelles du Québec; DPV-594; 85 pages.

ROY D.W., 1982 — Rivière du Petit Mécatina-Blanc-Sablon. *Dans* Travaux sur le terrain, 1982. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; pages 32-34.

_____ 1984 — Région des rivières du Petit Mécatina et Saint-Paul. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; manuscrit.

SEDERHOLM J.J., 1907 — Om granit och gneiss. Bulletin de la Commission géologique de Finlande; volume 23.

_____ 1967 — Selected works: granite and migmatites. Oliver and Boyd Editors; 607 pages.

SHARMA K.N.M., 1973 — Géologie de la région du lac Victor, Comté de Duplessis, Québec. Ministère des Richesses naturelles du Québec; RP-677; 11 pages.

SHARMA K.N.M. — FRANCONI A., 1975 — Région des rivières Magpie, Saint-Jean et Romaine. Ministère des Richesses naturelles du Québec; RG-163; 73 pages.

SMITH J.V., 1974 — Feldspar minerals, part II. Chemical and textural properties. Springer-Verlag; New-York.

THOMPSON A.B., 1982 — Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H_2O undersaturated granitic liquids. American Journal of Science; Volume 282; pages 1 567-1 595.

TUTTLE O.F. — BOWEN N.L., 1958 — Origin of granite in the light of experimental studies. Geological Society of America; Memoir 74; 153 pages.

WATTERSON J., 1965 — Plutonic development of the Llodleg area, South Greenland, part I, chronology, occurrence and significance of metamorphosed basic dykes. Meddelser om Gronland, BD172, N7; 147 pages.

_____ 1968 — Plutonic development of the Llodleg area, South Greenland, part II, late kynematic basic dykes. Meddelser om Gronland, Bd 185, Nr 3; 103 pages.

WEGMANN C.E., 1963 — Tectonic patterns at different levels. Geological Society of South Africa. Annexe to Volume LXVI; Number 8; 78 pages.

WHITE J.R. — CHAPPELL B.W., 1977 — Ultrametamorphism and granitoid genesis. Tectonophysics; Volume 43; pages 7-22.

WINKLER H.G.F., 1979 — Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag; Berlin; 320 pages.

WOUSSEN G. — ROY D.W. — DIMROTH E. — CHOWN E.H., 1983 — The Grenville orogeny and its Elsonian precursor: constraints for a correlation between events in the basement and in the helikian supracrustal sequences. Precambrian Research (en préparation).

WYLLIE P.J., 1977 — Crustal anatexis: an experimental review. Tectonophysics; Volume 43; pages 41-71.

WYNNE-EDWARDS H.R., 1972 — The Grenville province. *In* Variations in tectonic styles in Canada. *Edited by* R.A. Price and R.J.W. Douglas. Geological Association of Canada; Special Paper 11; pages 263-334.

WYNNE-EDWARDS H.R. — GREGORY A.F. — HAY P.W. — GIOVANNELLA C.A. — REINHART E.W., 1966 — Mont-Laurier and Kempt map areas, Québec. Commission géologique du Canada; étude 66-23.

YARDLEY B.W.D., 1975 — On some quartz-plagioclase veins in the Connemara schists, Ireland. Geological Magazine; Volume 112; pages 183-190.

_____ 1978 — Genesis of the Skagit gneiss migmatites, Washington, and the distinction between possible mechanisms of migmatization. Bulletin of the Geological Society of America; Volume 89; pages 941-951.

MAPS NOT

FILMED

CARTES

OMISES